U. D. C. 55(05)

地質調査所月報

第 10 巻　　第 9 號

地質調査所 受 34.12.24 付 技術研究所

目　　次

報　文

大和栄次郎：島根県・広島県江川中流流域の地質および放射能探査概報…… 1(737)

松原秀樹：島根県江川下流流域の地質および放射能異常概査報告…… 5(741)

渡辺和衛：島根県・広島県江川流域の治山・治水に関する調査報告……13(749)

尾原信彦：島根県・広島県江川水系各支流筋電源開発地質調査報告……35(771)

安藤　武：島根県三瓶火山地域の温泉および地下水調査報告……49(785)

早瀬一一：鳥取県三朝・倉吉地方の花崗岩質岩石中の長石および黒雲母の放射能……65(801)

徳永重元，河野迪也：島根県宍道・玉造地域新第三系放射能強度調査報告……73(809)

概　報

福井県内外海鉱山調査報告

山口県桜郷一蔵目喜地区放射能強度異常概査報告

資　料

ソ連の北東部に発達するカーニアンの堆積物とその下部界面について

技術研究所 受 34.12.24 付 図書

カード記入済　台帳記入済

工業技術院地質調査所

昭和34年9月

報　文

551.7+553.495(551.82+.84) : 550.84+550.85

島根県・広島県江川中流流域の地質および放射能探査概報

大和栄次郎*

Report on the Geological and Radiometric Survey of the Gō River Basin

by
Eijirō Owa

Abstract

The geological survey and radiometric survey with Fillips-Pocket-Battery-Monitor were carried out in Gō river basin, and these formed a link chain of multiple purpose development area of Gō river basin.

These surveys are attached great importance to the zones of hydrothermal alterations and mineral springs of this area.

The counts of the rocks developed in this area are varied. Namely, the counts of some granitic rocks are over three times of normal background counts, and the other areas are less than two times.

要　旨

核原料調査の一環として，また江川総合開発調査の一環として，江川中・上流地帯を調査し，地質の概要を明らかにした。

放射能異常については，花崗岩地帯の一部に，自然計数の2～3倍の箇所がみられたが，その他の岩石の分布地域では，放射能は自然計数の2倍以下であつた。

1. はしがき

島根・広島両県にまたがる江川流域総合開発調査の一環として，かつまた核原料調査の一環として，昭和31年11月と翌32年10月の2回にわたつて，江川中・上流地帯の概査を行なつた。

調査にあたつては，島根・広島両県当局から多大の御援助をいたゞいた。関係各位に改めて深謝の意を表する次第である。

2. 地質概説

この地域の地質は，わが国においては調査報告などがかなり乏しい地域であつて，僅かに20万分の1浜田図幅および20万分の1島根県地質図があるだけである。今回の地質調査も概査にとゞまり，その結果は第1図に示した。

この地域の地質は，古生層・中生層・珪長質岩石および凝灰角礫岩・石英斑岩・花崗岩類・石英閃緑岩～閃緑岩～閃緑玢岩類・第三系・第四紀段丘礫層に大別される。火成岩類相互の関係については不明な点が多い。

2.1 古生層

おもな分布は作木および角谷の2カ所である。これらは古生物学上の決定的な資料はないが，岩質からみて一応古生層と考えてよいものと思われる。

作木では粘板岩・砂岩・珪岩・石灰岩などからなり，これらの一般走向は，N60° E，傾斜は70° S である。石灰岩は生石灰製造用に利用されている。角谷では砂岩を主とし，角谷入口附近では粘板岩を挟んでいる。一般走向はN45° W，傾斜は30° N である。こゝでは石英斑岩の岩脈がかなり多く貫入しているし，花崗岩類の影響によつてホルンフェルスになつている。また断層で分断され，連続した好露出はない。

以上のほか，作木村摺滝附近に分布する粘板岩は，それと接する中生層が新鮮であるのに較べると，硫化鉄鉱が散点したり，あるいは軽度ではあるが変質も受けており，また中生層が常に水平であるのに較べると，その傾斜が常に50～70° を示すなどのことから，古生層と考え

* 地質部

第 1 図　地 質 図

るのが妥当である。

2.2 中 生 層

作木村伊賀和志附近とその北方の摺滝附近に淡緑灰色の凝灰岩が小さく分布する。地層はほゞ水平で，谷底を埋めるような形で露出している。僅かではあるが植物化石が含まれており，今村外治（広島大学）によれば（未発表），上部白堊紀に属するものである。周辺は古生層と考えられる粘板岩を除いては，珪長岩質岩石と凝灰角礫岩類で，中生層は古生層とは断層で接しているが，それ以外の岩層との明瞭な関係はわからない。

2.3 珪長岩質岩石および凝灰角礫岩

灰色ないし暗灰色の石英斑岩～玢岩様の岩石，流理構造を示す流紋岩，あるいはそれらの凝灰角礫岩などを包含し，さらに緑色を呈し，かなり塩基性と考えられる部分もある。またときに凝灰岩，凝灰質の砂岩・泥岩なども介在する。諸所で石英斑岩～角閃玢岩などが貫入し変質を受けたり，石英・緑簾石・方解石などの細脈が発達したりしている。このような変質相は風化すると黄褐色～赤褐色を呈する特徴的な土壌となる。一般には県境の江川に沿う地帯では凝灰角礫岩を主とし，三次市北方および三良坂町南方では珪長岩質岩石を主とする。

県境地帯では，前述の上部白堊紀の凝灰岩と互層している疑いが充分ある。

また，三次市街地北西の畠敷附近では暗緑色の珪長質岩石が花崗岩を捕獲しているが，この花崗岩はかなり粗粒のカリ長石の多いもので，周辺の花崗岩とはやゝ異なるので，花崗岩との前後関係は断定できない。

2.4 石英斑岩類

この岩石には，花崗斑岩・石英斑岩・石英玢岩など，かなり結晶度の高い半深成岩あるいは深成岩に近いものから，石基にガラス質の部分を混じえる噴出岩様のものまであるが，大勢は半深成岩様の石英斑岩である。

代表的な石英斑岩は三次市南方約 10km の鬼ケ城山附近に分布し，淡灰色 5 mm 大の石英・長石の斑晶がかなり多い結晶度の高いものである。この岩類には鬼ケ城山南方あるいは三次盆地のように，紅色の長石を多く混入する花崗斑岩や三次市南方三軒家・辻塚附近および三次市西方引字根・宮谷・熊見附近のように，石基が暗灰色となり，斑晶も少なく，かつ小さくなる噴出岩様のものなどが含まれる。

2.5 花 崗 岩 類

地域内にみられる花崗岩類には，黒雲母花崗岩・閃雲花崗岩・斑状花崗岩・半花崗岩および石英閃緑岩～閃緑岩～グラノファイヤーなどがある。地域北部の都賀村に

分布するもの，地域中央部の船佐に分布するもの，その中間地帯の作木に分布するもの，および阿須郡に分布するものの4岩体は，この地域の岩体としては大きな岩体で，比較的均質であるが，それでも例えば船佐花崗岩体についていうと，香淀附近では灰白色黒雲母花崗岩が淡紅色黒雲母花崗岩に貫かれていたり，また松之尾附近では斑状となつたり，唐谷附近では有色鉱物として黒雲母のほか角閃石を混じえたりする変化はある。花崗岩類としては以上の4岩体のほかには，三次市三若附近，同市街地南西大平附近および口羽村下口羽に分布するものなどがあるが，これらはいずれも分布範囲も小さく，岩質もやゝ塩基性となり，岩相の変化にも富む岩体である。三若・口羽では石英閃緑岩～グラノファイヤー，大平では閃緑岩を主とする。また，これらと同一火成作用と考えられる岩脈には，花崗斑岩・石英閃緑岩・グラノファイヤー・閃緑玢岩などがあり，一般には1～数mのことが多く，古生層・珪長質岩石の分布地域などを主として，随所で貫入している。

なお，都賀花崗岩体では江川左岸の乙谷の県道沿いで，古生層（黄鉄鉱・閃亜鉛鉱などの散点するホルンフェルス）との接触部がみられるが，花崗岩は古生層に近づくに従つて，標式的の黒雲母花崗岩から斑状花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩・石英の1～2mm大の斑晶が僅かに散点する珪長質岩に移り変わり，花崗岩は周縁相を示している。このような岩相の変化は，このほか岩脈の場合にもみられることで，例えば，角谷の石英斑岩・花崗斑岩の岩脈では，岩脈の幅約8mの例では，壁岩（ホルンフェルス）から1.5mは無斑晶の珪長質岩，次の0.5mの間には1～2mmの石英の斑晶が散点する中間型の岩石があり，中心部に近くなるに従つて，石英の斑晶の大きさは5mm大となり，かつ量も多くなり，中心部では2～3mm大の長石・角閃石が卓越する花崗斑岩となつている。これらの事実は，この地方に広く分布する花崗岩・石英斑岩・珪長質岩の相互関係を明らかにするうえに，かなり有力な資料を提供するものと考えられる。

2.6 新第三系

新第三系は三次市街地東方盆地内の低い丘陵地に分布するほか，三次市大山附近，辻塚附近など400m前後の山頂部などを主として諸所に小分布する。岩相に変化があり，下部は非海成堆積層であり，上部は海成層である。すなわち下部は石英斑岩・珪長岩質岩石を基盤として堆積したもので，礫岩・砂岩・泥岩および凝灰岩からなり，上部は主として凝灰岩で，この部分では1～3層の石炭を挟有する。また，泥岩中には，しばしば植物化

第2図　放射能強度分布図

石が発見され，これらの化石からこの地層は池沼性低湿地の堆積物で，時代は中新世前期から中期の始め頃とされている。層厚は最大 45m，薄い所では 10m 程度である。

上部の海成層は下部の非海成層および火成岩類を基盤とし，下部の基底礫岩から上部に行くに従つて，砂岩・泥岩となる。層厚 30～80m で，塩町北西の山家などで，動物化石が発見されており，中新世中期の海浸時の，多島海中の浅海成層と考えられている。

なお，以上新第三系については，同時に行なわれた，広島県の依頼による三次図幅調査の担当者である，黒田和男に負うところが多い。

2.7 第四紀礫層

江川の三次市街地以南，左岸では甲立，右岸では馬通峠を中心として礫層が山頂平坦部に分布する。左岸では 5～10cm の石英斑岩類および玢岩の円礫を主とし，しばしば砂岩を挟んでいる。右岸では 30cm 大あるいはそれ以上の左岸と同岩石の円礫で，こゝでは粘土層を挟んでいる。これらの時代は中国山地南縁部に良く発達している山砂利層の一部で，鮮新～更新世と考えられている。なお，このほか，江川に沿つて，式敷・門田附近などのほか，ときに川流屈曲部には，段丘礫層が小さく分布している。

3. 放射能強度

放射能強度測定には，Fillips-Pocket-Battery-Monitor を使用した。1 測点について，1 分間ずつ 3 回計数し，その平均値を求めた。その結果の大要は第 2 図に示した。なお測定地点の選定には変質帯，金属鉱床とその附近，鉱泉あるいは貫入岩脈など多少でも変化のある所，ならびに花崗岩地帯，またあるいは花崗岩類を基底とする第三紀層地帯に重点をおいた。

放射能強度は担当地域北限の花崗岩の分布する志方ケ原附近の半花崗岩，ペグマタイトを中心とする地域に放射能自然計数[註1)]の 3 倍以上に達する異常地帯が認められたほかは，全地点が 2.5 倍以下であつた。概況からいうと，

花崗岩地帯	自然計数×2.5～3.0
石英斑岩地帯	〃 2 ～2.5
珪長岩質岩石地帯	〃 1.5～2.0
古生層・中生層・新三系地帯	1.5以下

であつた。

(昭和 31 年 11 月，32 年 10 月調査)

註1) 溝ノ口庁舎における放射能強度平均値

551.7+553.495(521.82) : 550.84+550.85

島根県江川下流流域の地質および放射能異常概査報告

松 原 秀 樹*

Report on the Geology and Radioactive Anomaly in the Multiple Purpose Development Area of the Gō River Basin

by
Hideki Matsubara

Abstract

Slight radioactive anomalies were detected in the zone of hydrothermal alterations and some granitic zones of the area. But they have almost no promise to be exploited.

地質調査所 受付 34.12.24 図書

要 旨

1) 調査地域をほゞ3分して，おもに西部は古生層，中央部は石英斑岩類，東部は花崗岩類が分布している。

2) 調査地域の広範囲に温泉変質がみられ，ことに邑智町湯抱・粕渕・今津地区などでは変質程度が著しい。

3) 温泉変質帯のなかに，放射能異常と認められる部分が若干存在するが（もつとも顕著なものは湯抱附近で自然計数の6.2倍を示す），分析の結果ではいずれもウラン含有品位は低い。

4) 瑞穂町八色石附近の花崗岩の放射能強度は，他の岩石に較べてやゝ高いが，ウラン含有品位は低い。

1. 序 言

中国地方第一の水系である江川の流域綜合開発調査の1つとして，流域の地質およびウラン資源についての概要を調査したので報告する。調査は昭和31年11月および32年10月の2回に分け実施した。

2. 位置・地勢および交通

調査地は江川下流沿岸地域で，島根県邑智郡下の邑智・川本・桜江の各町を中心とし，江津市・石見・瑞穂の各町および大和村のそれぞれ一部を含む約 500km² である（第1図）。

この地域は中国脊梁山系の日本海斜面の一部分であつて，全般に山地からなり，最高 700m 前後の高さであるが，江津市・桜江町界附近，川本町の南部地域などの地勢は嶮しい。

鉄道は現在江津市から江川に沿つて邑智町浜原まで通じ，道路は川沿いにあるいは山間を縫つてかなり整備されているが，全般には交通便利とはいい難い。

第 1 図

3. 地 質 岩 石

3.1 概 要（第2図）

いわゆる山陰型とされる花崗岩，あるいは中国脊梁山系を構成する花崗岩類が広く分布し，低い変成度の古生層がその間に分散して露出している。一方，この花崗岩を貫き，もしくは被覆する石英斑岩ないし流紋岩類も広く分布する。調査地域以北の海岸に沿う地帯では，上記の各岩上に堆積する新第三紀層があり，またこれを破る大山火山帯にあたる三瓶山・大江高山の噴出岩が調査地域の北を限つている。

当調査地域は，主要岩石の分布から東部は花崗岩，中央部は石英斑岩・流紋岩類，西部は古生層と大きく3分されており，さらに各岩体はおゝむねNE—SW方向に延び，NSに対し種々の岩石が露出を繰り返えすような

* 地 質 部

第2図　江川下流地域の地質図

構造を示している。地域の南部の石見町(旧矢上町地区)・瑞穂町高原地区などでは，花崗岩質砂礫を主とする新第三紀層の堆積があり，これもNEE—SWW方向に長い分布を示す。花崗岩・石英斑岩類に貫入し，最も新期に属する安山岩質岩脈はこれと異なり，E—Wの方向性が強く，大和村都賀行附近ではN80°W方向に花崗岩を貫く多くの平行岩脈が発達している。

岩石は全般に温泉変質しており，とくに邑智町・川本町地域に激しく，ときにまつたく原岩の明らかでないことがある。またこの変質に伴なつて，各種の金属鉱物・粘土層がみられ，その一部にやゝ高い放射能値を示す場合がある。

調査地域における岩石相互の関係は第1表の通りである。

第 1 表

時代	岩石
現世	砂・礫・粘土
更新世	三瓶火山噴出物
	安山岩・玢岩
新第三紀	砂層・礫層・粘土層
時代未詳	石英斑岩・流紋岩
	アプライト・ペグマタイト
	閃雲花崗岩・黒雲母花崗岩
	花崗斑岩・閃緑玢岩
	微晶質花崗岩
	蛇紋岩
古生代 ?	粘板岩・輝緑凝灰岩・千枚岩・結晶片岩

3.2 古生層

本層はおもに粘板岩・砂岩・輝緑凝灰岩などからなるが，全般に弱い変成作用を受け，とくに岩体の南部では変成度が強く千枚岩となり，さらにその南方の桜江町長戸路および沢井附近では片岩となつている。走向は一般にNEであるが，江津市平田の千枚岩質粘板岩地域ではNEE，傾斜Nのことが多く，また長戸路附近の石英石墨片岩地域では乱れて部分的に褶曲している。

地質時代については，本地域のみでは明らかにしうるものがないが，変成度ならびに分布の地域的の関係から

本層は三郡変成岩に属すると思われる。

3.3 蛇紋岩

蛇紋岩は当地域では，桜江町清見北方に結晶片岩帯に続いて1岩体がみられるのみである。岩体は塊状を呈するが，一部は岩脈状にN20°W方向に延び，肥厚部分では幅10数mを超す。鏡下ではなお橄欖岩の組織を明らかに残している。

3.4 微晶質花崗岩

本岩は，(1) 江津市久坪，上津井から桜江町長戸路北方に及ぶ地域 (2) 瑞穂町八色石 (3) 邑智町千原附近などに分布し (1) では古生層を貫き，閃雲花崗岩により貫かれ，(2) は黒雲母花崗岩・石英斑岩と接するが，前後の関係は明らかでなく，(3) は黒雲母花崗岩に貫かれるが，花崗斑岩との境が不明瞭である。

本岩は一般に灰色ないしは灰褐色を呈する緻密な岩石で，鏡下において始めて微花崗質石理が認められ，一部では微文象構造を示すものがある。鏡下では斜長石（曹長石—灰曹長石）・カリ長石（正長石）・石英のほかに，有色鉱物として黒雲母を含み，(1) の岩体では角閃石，(2) の岩体では微細少量の白雲母を伴なっている。

3.5 花崗斑岩

本岩は邑智町湯谷・法田地域に現われている。微晶質花崗岩との関係は明確でないが，分布上は連続し，黒雲母花崗岩に貫かれている。外観では灰褐色石基に白色の長石の斑晶が散在している。鏡下においては，斜長石（曹長石—灰曹長石）・カリ長石（正長石）・石英，黒雲母の小形がみられる。

3.6 閃緑玢岩

本岩は大和村猪谷の南方および桜江町甘南備寺山附近に現われ，石英斑岩あるいは流紋岩と接するが，相互の関係は不明である。

白黝色～青灰色を呈し，斜長石・角閃石の斑晶が肉眼的にも著しい。鏡下では斑晶は斜長石（中性長石—曹灰長石）・角閃石・黒雲母（緑泥石化しているものが多い）・カリ長石（正長石・微斜長石）が認められる。石基は細粒，等粒，完晶質で石英が大部分を占め，斜長石・カリ長石・黒雲母・燐灰石・磁鉄鉱を伴ない，ときにやゝ丸味を帯びたジルコンの結晶が存在している。

3.7 花崗岩

当地域の花崗岩は東部に広範囲を占め，中央部および西部では小地域に分かれて分布している。岩相は地域により相違し，部分的な変化も多く，概して花崗閃緑岩・閃雲花崗岩および黒雲母花崗岩である。

本岩の一部には塩基性岩の捕獲がしばしば存在し，川本町因原・木屋原および多田附近にとくに多く，数cm～10数m大の塊状をなして含まれ，大和村布施においてはかなり大きな岩体をなしている。周辺の花崗岩は花崗閃緑岩であることが多く，その外側は漸移的な関係をもつて閃雲花崗岩，もしくは黒雲母花崗岩に変わつている。捕獲岩を鏡下にみると，閃緑岩状構造を示し，斜長石（中性長石～曹灰長石）が最も多く，全般に著しい累帯構造がみられる。角閃石が次いで多く，ポイキリチック構造に斜長石・石英の微晶を包み，個体は淡青緑色と褐緑色の部分と不規則な境で分かれていることがあり，前者は主として外縁部を占めている。石英は一般に少ない。副成分鉱物として磁鉄鉱・燐灰石，および少量のチタン石がある。

閃雲花崗岩と黒雲母花崗岩の分布は，邑智町浜原と大和村日平を結ぶ線をもつて分かれ，以北は前者，以南は後者となつているが，両者の関係は明らかでない。塩基性捕獲岩およびこれに伴なう花崗閃緑岩は，閃雲花崗岩に圧倒的に多く，黒雲母花崗岩では大和村布施地域と潮の南方県道沿いに小部分の花崗閃緑岩が認められるにすぎない。

黒雲母花崗岩の一部には，石英が著しく粗大となり，黒雲母は小さく，かつ少ない部分があり，本岩は邑智町酒谷・花ノ谷・大和村潮および芝をつなぐほゞNEE方向に長い帯状の分布をしている。

鏡下において，花崗閃緑岩に属する部分では，斜長石（灰曹長石—中性長石）が最も多く，石英・黒雲母・カリ長石・角閃石と量的にこれに続いている。副成分としてチタン石・磁鉄鉱・燐灰石および少量のジルコンを含んでいる。閃雲花崗岩に属する部分では，カリ長石（微斜長石）・石英が多く，斜長石がこれに次ぎ，有色鉱物として黒雲母・角閃石の順にみられる。副成分鉱物は花崗閃緑岩と同じであり，たゞジルコンがやゝ多くなつている。黒雲母花崗岩は石英・カリ長石（微斜長石・正長石）・斜長石（曹長石—灰曹長石）および黒雲母を主成分とするが，閃雲花崗岩に較べて石英・微斜長石が著しく粗粒であり，有色鉱物（黒雲母，一部緑泥石）は概して微細である。黒雲母は葉片状の微晶が集合していることがあり，この部分にジルコンの微細な結晶が含まれている。

3.8 アプライト・ペグマタイト

当地域には，全般にアプライトあるいはペグマタイトの発達が少ないが，川本町の東，城山に通ずる道路切割に閃雲花崗岩を貫いて，幅4～15cmのアプライト岩脈が数條みられ，ほゞNS方向に延び，傾斜W30～70°を示している。また桜江町金尻においても，閃雲花崗岩を貫いて，幅7～20cmの岩脈が数條存在し，NW方向

に延び，傾斜 N70° である。本岩のカリ長石（微斜長石）は桃色を呈している。

ペグマタイトは邑智町酒谷から赤谷町に通じる県道上に，黒雲母花崗岩を貫いて幅 1 cm の不規則形態の細脈がみられるのみである。このペグマタイトのカリ長石は帯紫紅色を呈している。

3.9 石英斑岩・流紋岩

本岩類は地域の中央部にかなり広範囲に分布するが，岩相上，石英斑岩と流紋岩とに分けられる。石英斑岩は花崗岩に貫入接触を行ない，黝黒色—灰色を呈する多斑晶堅硬な岩で，石見町断魚溪以東を占め，流紋岩は灰白色を呈し流状構造を示すことが多く，主として断魚溪以西に分布する。この両者相互の関係は明らかでなく，境界も確然とつかみ難い。

石英斑岩は，一般に黝黒色緻密の石基中に斑晶として白色のハリ長石・斜長石，および形態不規則の石英を顕著に含んでおり，ときに粘板岩質礫状の岩片の捕獲がみられる。花崗岩と接する部分では灰白色を呈し，無斑晶あるいは石英のみが斑晶としてみられ，接触面に並行および直角方向に節理が発達している。江川北岸の邑智町栗原附近では，岩脈となつて花崗岩を貫き，南岸の川本町の東および大和村宮内では不規則な出入りで貫入接触を行なつている。鏡下における本岩は，石基は石英・長石の混合の微晶質からなり，斑晶の輪郭は不規則なものが多い。石基部分にやゝ丸味を帯びたジルコンが存在していることがある。

流紋岩は灰白色流状構造の顕著な部分と暗灰色を呈し，鏡下で流状構造が認められる部分とがある。前者は鏡下において，石基は石英・長石および鉄苦土鉱物の混合微晶質からなり，石英の微粒の集合帯を挟んでいる。斑晶はハリ長石・斜長石・黒雲母がみられ，長石類は半自形を示している。後者は斑晶として円形の石英・単斜輝石が加わつている。

3.10 新第三紀層

本層は北部では，川本町（旧三原村）・窪田・邑智町寺谷などに花崗岩・石英斑岩類の上に堆積しているが，分布はいずれも小地域である。粘土層・砂層および砂礫層からなる。

南部では石見町（旧矢上町）瑞穂町地域に花崗岩・石英斑岩を覆い，礫および砂礫層が堆積し，矢上町地域ではかなり広く分布しているようである。堆積物は主として花崗岩の崩壊したものからなり，ときに数 m 大の花崗岩の巨塊を含む。

3.11 安山岩—玢岩類

安山岩質岩脈もしくは玢岩は，各所で花崗岩・石英斑岩類を貫いて現われている。本岩は一般に黒色・灰色・灰緑色ないしは緑黒色を呈し，部分的に斑晶（斜長石）の著しいものとそうでないものとがあり，ことに岩体の外側は無斑晶緻密となつていることが多い。

鏡下において，斑晶は斜長石（中性長石—曹灰長石）・単斜輝石（普通輝石）およびまれに少量の橄欖石が存在し，斜長石はおゝむね半自形短冊状を示している。石基は鉄苦土物質に富む隠微晶質からなるが，ときに微晶質の部分がある。

桜江町川戸附近に石英斑岩を貫く 2，3 の角閃石安山岩の小岩脈がみられ，本岩では数 mm 大の角閃石の斑晶を著しく含んでいる。

3.12 三瓶火山噴出物

調査地域の北東部に花崗岩を覆つて三瓶火山の噴出物が分布するが，その一部は早水川に沿い邑智町粕渕まで流出している。噴出物は主として凝結度の低い火山灰であつて，火山初期の噴出といわれる。

3.13 沖積層

沖積地は，江川その他の支流に沿つて狭長な小地域となつて各地に分布するが，特記されるものはない。

3.14 温泉変質

この地域の地質について著しいことは，ほとんど全般にわたつて温泉作用の影響を受け，すべての岩石は程度の差はあるが，変質していることである。とくにこの変質の激しい地域は邑智町・川本町の一部などで変質帯となつて広範囲を占め，ときにまつたく原岩の明らかでないことがある。この変質帯は一般に NE—SW に延び，この地帯のなかで 2，3 の箇所で鉱泉の湧出がみられる。

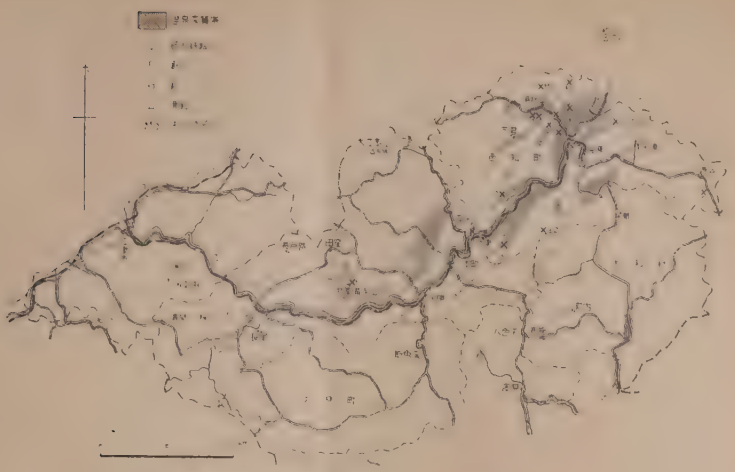
変質帯は全般に酸化鉄の汚染が多く，そのなかに粘土化する部分が含まれ，一部にはこれに伴なつて硫化鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱などの硫化鉱物がみられ，地域により褐鉄鉱・赤鉄鉱なども変質帯中に含まれていることも少なくない。またこの変質帯のなかで岩石が著しく珪質化している部分も認められる。流紋岩地域では陶石化する部分があり，一部では絹雲母が生成されている。

調査地域における変質帯および金属，非金属鉱物の分布は第 3 図の通りである。

なお，この地域の温泉作用については，地域的な関係から，大江高山・三瓶山の火山活動に関係があるように思われる。

4. 放射能強度

調査地域におけるサーベイメーターによる放射能測定



第3図　温泉変質帯と金属鉱物の分布

第2表　温泉変質帯における放射能測定

調査番号	調査場所		測定部分	野外における放射能測定 最底～最高	平均	対自然計数 (32)	U分析*
1	邑智町	湯抱	褐鉄鉱	150～350	200	6.2	0.002
2	〃	〃		80～120	100	3.1	0.001
3	〃	〃	鉱泉湧出口	140～180	160	5.0	
4	〃	〃 百木鉱山	硫化鉄鉱	70～ 80	75	2.3	
5	〃	〃	粘土	80～120	100	3.1	
6	〃	金掘鉱山4号	粘土	80～100	90	2.8	
7	〃	新湯前		40～ 60	50	1.5	
40	江津市	銀冶屋敷	黒色粘板岩	70～120	90	2.8	
127	邑智町	粕渕		60～100	85	2.6	
128	〃	〃	粘土	120～160	140	4.3	
129	〃	〃		60～110	80	2.5	
138	〃	吾郷		80～100	90	2.8	
139	〃	〃		100～130	115	3.5	
141	〃	〃		90～120	100	3.1	
146	〃	乙原		100～130	110	3.4	
147	〃	〃		90～120	100	3.1	
148	〃	〃		90～130	110	3.4	
150	〃	〃		80～140	120	3.7	
190	〃	才原鉱山	硫化鉄鉱	80～100	90	2.8	
193	〃	恵君	〃	120～160	140	4.3	0.001
197	〃	〃	粘土	120～170	140	4.3	0.002
245	〃	今津 銅ヶ丸鉱山	旧坑内	90～140	110	3.4	0.001
248	〃	〃 〃	坑内	100～180	140	4.3	

* 分析：松田牧子

第3表　岩石放射能測定

調査番号	調査場所	岩石名	野外における放射能測定 最低～最高	平均	対自然計数(32)	U分析*
58	桜江町 清見	蛇紋岩	30～ 40	40	1.2	
15	石見町 断魚溪	石英斑岩	70～ 85	75	2.3	
113	桜江町 志谷	〃	50～ 70	60	1.8	
173	大和村 潮	黒雲母花崗岩	50～ 60	55	1.7	
175	〃 〃	〃	70～ 90	80	2.5	
179	〃 松原	〃	50～ 60	55	1.7	
32.4	瑞穂町 八色石	〃	80～110	95	2.9	0.001−
32.9	〃 梨家	〃	90～130	100	3.1	0.001−
21	川本町	閃雲花崗岩	60～ 85	75	2.3	
13	〃 因原	閃緑岩	60～ 90	70	2.1	

* 分析：望月常一

第4図a　放射能分布図

結果は，第4図の通りである。露頭における岩石の平均値では，花崗岩・石英斑岩が一般に高く，その他の岩石は低い。

測定結果からこの地域において放射能異常にみられる部分に，(1) 温泉変質帯　(2) 花崗岩の2つがあり，(1) は邑智町湯抱・志君・灰屋・粕淵・吾郷・栗原・簗瀬および今津地区の変質帯のなかに認められ，(2) は瑞穂町八色石の東方，大和村布施附近の黒雲母花崗岩であり，同地の南方の瑞穂町梨家，荻原地区の花崗岩のなかに認められる。

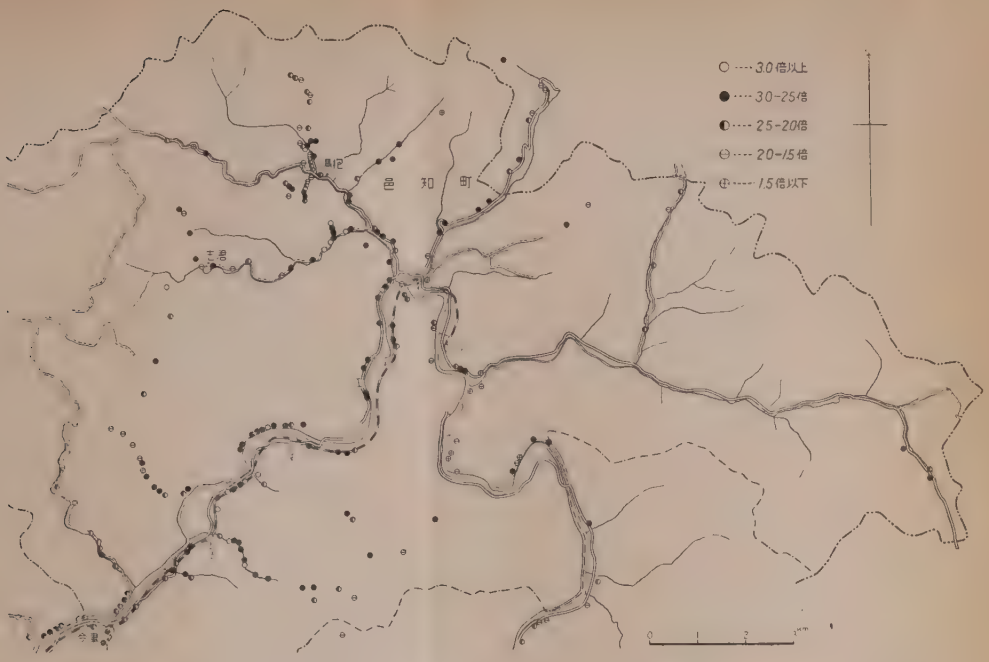
温泉変質帯と露頭における各岩石の放射能測定値，ならびに数カ所についてU分析の結果は第2表および第3表の通りである。この結果からUの品位はいずれも低く，したがって放射能異常の原因はUのみに基づくものとは思われない。地域外北方の太田市野畑（池田鉱泉）・小屋原附近（ともに三瓶火山の西麓にあたる）に放射能異常のあることはすでに知られており，その本質についてはラドンおよびラジウムを起因とし，Uは微量であると報告されている[1]。当地域も地域的なつながりから，同性質に属するように考えられる。

註1）　放射能測定について

1)　岩石の放射能強度は直接岩石に計数管を密着させ，2～3分間の測定を行ない，平均計数値を算出した。

2)　自然計数は本所における放射能強度の平均値をもつてし，自然係数を32とした。

3)　測定器は科学研究所の製作にかゝるＺＳＰ1を使用する。



第4図b　放射能分布図（5万分の1三瓶山図幅）　（自然係数を1.0とした）

5. 結言（資源の概況）

1) 地域の温泉変質帯には各種の金属・非金属鉱物を伴なつているが，規模は全般に小さい。おもなものは次の通りである。

邑智町今津　銅ケ丸鉱山（休山）銅
〃　湯抱　百木鉱山（休山）硫化鉄
〃　酒谷　足谷鉱山（休山）銅・鉄
〃　釜ノ沢　釜ノ沢鉱山（探鉱中）鉛・亜鉛

2) 閃雲花崗岩中にしばしば輝水鉛鉱を含む石英脈がみられるが，いずれも資源としての発展性に乏しい。

3) U資源については温泉変質帯および一部の花崗岩に，放射能のやゝ異常が認められたが，U品位は低く，資源として指摘できるものはない。

（昭和31年11月，32年10月調査）

文　献

1) 原田光外5名：太田市池田周辺ウラン調査報告，島根県，1956
2) 鈴木　敏：20万分の1地質図幅および同説明書，浜田，地質調査所，1896
3) 山口鎌次：島根県石東地方の地質分布状況について，島根県，1953

551.3(521.82+.84) : 624

島根県・広島県江川流域の治山・治水に関する調査報告

渡 辺 和 衛*

Report on the Land Conservancy and River Improvements from the Applied Geological Points of View for the Multiple Purpose Development Area of Gō River Basin, Extending over Two Prefectures, Hiroshima and Shimane

by

Kazue Watanabe

Abstract

The river Gō is the large one in Japan, extending over two prefectures, and traverses the undeveloped area of the Chūgoku mountain range.

This basin is mainly composed of granitic rocks—granite, quartz porphyry, granite porphyry and older or newer rhyolitic rock; these plutonic, hypabyssal rocks are now cropped out on the land surface, as they have intensely been weathered for a long period, resulting to form a typical land form, so-called "Peneplain".

Recently this area has been promoted to exploit hydro-electric power generating or uranium mining.

Such deep weathered granitic rock regions are generally unfavourable in plant growth, having many bald hills within their environs.

In older times, there had been prosperous in iron sand mining, and it is said that the mining areas were intensely devastated by its iron ore dressing or water way making. But the so-called "evil effects" on the river, improvements is now in question.

Generally speaking, such a region has a probability estimating considerable amounts of sediment accumulation, but the investigators estimated them one-third times as much as the amount of river washout debris in Central Japan.

They interpret that the above-mentioned facts are mainly due to a small precipitation, subdued land form (including geological and tectonic conditions); these two factors play a leading role in transportation and sedimentation.

The writer also surveyed the land disaster regions (land slide, land slip, etc) thoroughly. To take the general view of the erosional conditions, they attempted to make a distribution map of "scarp denudation". This map shows definitely a sort of the mean erosional coefficient since the period of Holocene or so far (Fig. 1). In addition to this new conception, they also made the erosional intensity-altitude map (Fig. 4) by applying the former map (Fig. 1), and assumed the recent crustal movement in this region.

By means of these field surveys and considerations, they could generally grasp the "dynamical relations" among resisting power of rocks, weathering agencies and rock distortions before or after granitic rock intrusions.

Moreover the writer estimated the amount of river suspensions at the Tsuga gaging station of Chūgoku Electric Company for one year (1957), and its records show 3.7×10^6 m^3 suspensions in this rather stormy year. This amount corresponds to 1.3 mm surficial level lowering of this catchment area (2,980 km^2).

By the comparative consideration of the data of Tsuga, Kōbo electric generating reservoirs (Gō river system), and Odomari reservoir (Ota river system), the writer could compute the suspension and bed load sediment amount utilized for the river improvements or sand guard engineerings.

* 地質部

要　旨

江川流域は，広島・島根の2県にまたがる，わが国有数の大河である。この川は山陰・山陽を連結していて，中国山脈を横断している点も，珍らしい点である。

本流域は，主として花崗岩類で構成されている堅硬な基盤が，直接地表に露頭しており，古くから侵食を受けて，いわゆる準平原地形を呈する所である。この地域も，最近は電源開発や地下資源開発の動きが活発となつてきている。

花崗岩風化地帯は，昔から砂鉄掘その他で荒廃している所が多いとされているが，その程度は判然としない。しかし一般に植生の発達が悪く，禿山が多く存在して土地災害が多く，砂防・河川改修の点から，土木や土木地質の観点からも注目されている所である。現在までの状況では，この大河も電源開発以外ではあまり利用されておらず，その合理的利用の面の検討が今後の重要課題である。

そこで調査担当者として，まずこの地域を構成している，地質および地質構造について再確認をし，全域にわたつて崩壊，地すべり等の災害地の存在を確かめ，地質および地質構造との関係を検討した。さらに今回は新しく崖端侵食量（一種の侵食係数測定）の測定や，侵食最強位分布図等の作成によつて崩壊や風化の進行過程を，やゝ定量的に表現し，最強位分布図によつて，ごく最近の地盤の変動状況を推測する方法を適用した。

この結果，構成地盤の侵食に対する抵抗度とか，深成岩噴出機構と歪の生成状況とかを，ある程度把握することができた。

そしてこのほか江川の流砂量についても，1年間その懸濁物質量を測定した（中流部の都賀測水所にて，中国電力および広島通商産業局の好意協力による）。その結果 $3.7\times10^6\ m^3$ (1957) の程度のものであることが判明した。これらの値と同一流域内の，高暮貯水池と王泊貯水池（これは太田川水系）の年間堆砂量とを比較検討することによつて，この地域の流砂の実態を把握することができ，砂防・河川改修に対する1つの資料を提供することを得た。

1. 緒　言

本調査は，江川流域の総合開発調査の一部として，昭和31年11月に実施したものである。江川流域は，広大な面積にわたつているので，全域をくまなく踏査することは，多大の日時を要する。そこで問題となる重要地点を中心として調査を実施した。

本地域の地質図としては，古く20万分の1地質図「浜田」が出版されていて，その他は7万5千分の1「庄原」図幅の西部が本流域内にはいるだけである。本調査と同時に，5万分の1三次図幅が大和栄次郎・黒田和男によつてなされている。そのほかでは広島大学による5万分の1「川本」図幅の調査および可愛川・馬洗川流域の地質案内図等，断片的のものはかなり出版されている。最近本所において50万分の1「岡山」図幅を編纂中であつたので，この方面の資料を利用したが非常に有効であつた。

本地域において実施した調査内容は，

1) 全域に対する比流量調査
　調査者による実測地点　43
　中国電力・建設省河川局・県測水地点　10
2) 地表地質調査および災害地実地踏査地点　26
3) 中国電力に依頼した都賀測水所流砂量調査
　昭和32年1月～12月

以上のほか，室内作業として，5万分の1地形図による地形計測作業がある。その結果下記のような各種の図を作成して実際の調査結果と比較検討を実施して，その利用限度を確かめた（作図は20万分の1として完成）。

1) 崖端侵食量と地質との関係図
2) 平均傾斜差分布図
3) 平均傾斜図（切峯面平均傾斜図）
4) 侵食最強位高度分布図

2. 地質および地形の概観

本地域は総面積 4,002.3 km^2 に達して広島・島根両県下にまたがり，江川の流域がその全域にあたる。その地質を概観すると（第1図参照）比婆郡西城町を中心に発達する古生層地帯は，主として粘板岩・砂岩およびその互層である。西城町南東の古生層中には，帝釈方面から延びる石灰岩が一部本流域にも露われている。古生層を貫く塩基性岩類としては，大平山附近の橄欖岩，飯山・笹折山を中心とする輝緑岩，東深谷山を中心とする斑糲岩等で古生層の北部の縁辺部に噴出したものである。これらの塩基性岩は夜久野塩基性岩の貫入と関係があるか否か明らかでない。この噴出におくれて西城西方から庄原方面に発達する玢岩の貫入，それに続いて，中国地方の底盤をなす石英斑岩および花崗岩の迸入があつたと思われる。このほか流域内で古生層の発達する地域は，江川中流の作木村および対岸の丹渡に発達するものである。こゝでも局部的ではあるが，石灰岩が発達している。江川本流をさらに下流に下ると，川戸町附近に三波川系の結晶片岩が20万分の1地質図には記載されてい

る。最近の広島大学の調査した5万分の1「川本」図幅によれば，この片岩の発達はあまり顕著でなく，変質の度も弱いもののようである。川戸より下流の平田附近にはかなり大規模な古生層の粘板岩・砂岩が発達している。

中生層は甲奴郡田総村一領家村方面に発達するものが本域中にはいる。主として粘板岩および砂岩からなつている。その他の地点では世羅郡吉舎町の南方，戸張村から西方に連続するものがある。これはおそらく田総方面の中生層と連続するものであろう。

以上の地層のほかはおゝむね深成岩・半深成岩および火山岩からなつている。白堊紀の中頃には火山活動が勃発し，玢岩・斑岩の噴出から始まつて，中国底盤の主体をなす花崗岩類の貫入があつた。この時期に中国地方は山化がほゞ完了した。そして古第三紀にはいつては宇部地方を除きほとんど陸化していたと思われるのである。そして中新世前期は西南日本の新生代随一の海侵期であつた。しかしこの新第三紀層は一般に波曲や斷上はあつても，弱い褶曲しかみられないのが特色である。中新層と思われる地層は山間盆地をなして所々に存在している。西城一庄原一三次，三良坂一吉田，壬生一八重，また島根県側の新期火山山麓部である三瓶一大江高山方面に存在する。一般に小面積しかない古生層・中生層の水成岩を除いて，大部分が斑岩や花崗岩のような深成・半深成岩で構成されているために，治山・治水の立場からこの地域を検討するときには，地質の條件が比較的同一であるとみなしうるので現象解析の立場から非常に好都合である。

地質構造については，古生層・中生層の水成岩や第三紀層中にあるものは層理や層面の関係で割合に追跡しやすく，確認されているものも多いが，玢岩・斑岩・花崗岩中にあるものは，きわめて発見が困難であつて，後述のような地形計測の結果推定されるものもあるが，実証が困難である。かつては地形学者が推定断層をモザイック状に多くひいて，ブロック運動の複雑性を示したこともあつた。しかし最近では確認されない限りなるべく断層をひかない方針になつてきている。したがつて図中にひかれる断層の数はきわめて少ない。地形計測によつて考えられる構造線については，別に項を改めて述べることにする。

次に地形について概観することにする。東北の阿武隈地方とともに，日本における準平原化作用が行なわれ，現在その残俤をみることのできる地域として，地質・地形両方面の立場からきわめて興味の深い地域である。中国地方の平坦化については古第三紀とか新第三紀末とかいわれていて，それぞれ相当の理由がある。大塚弥之助の中国地方切峯面によると，海抜1,000m以上の背梁山地と海抜700m以下に広い分布があつて，背梁山地とこれを囲む山麓面とが対立している。この山麓面は，大体400～600mの間に最もよく発達している。中国地方の下部中新統は700m以上の高度に及ぶものはなく，背梁山地の縁辺では溺れ谷を埋めている。それゆえこの対立は中新世の始めには成立したと考えられる。中国の周辺は宇部方面の地質事象とか九州方面の平坦化作用を考え併わせて，第三紀中葉には，すでにこの平坦化作用が広範囲に及んでいたと考えられる。そして1,000m以上の高位の平坦面は，それ以前の輪廻に属するものであろう。この平坦面については第4図の侵食最強位高度分布図によつてその後の変動状況を知ることができる。平坦面はその後新生代末の火山活動によつて変動を受けており，また洪積期の礫層の状況によつて，当時の侵食を推測することができる。この地域の侵食は，主として気象條件によつて左右されるか，地盤運動によつてきまるかであろう。しかし現在もなおその影響を受け，かつ尾を引いているものが多いと思われる。

2.1 地形計測による本地域の地形解析と侵食量の概測結果について

本地域の調査を実施するにあたつて，次のような各種の地形計測図を作成したが，おのおのについて作成の手順および目的について簡単に述べよう。

2.1.1 江川崖端侵食量と地質分布図（第1図）

本図は全地域を5万分の1地形図によつて16 km² の正方形に分けた（4 km mesh）。その方眼の数は298になるが，このおのおのについて100m高度ごとに渓口距離300m以内の谷の体積を計算する。300m以内にしたのは各方眼ごとに渓口距離を積算してみると（500m以上のものは除く）平均250m位となることがわかつたからである。500m以上のものを除いたのは，谷の入口がこのように広くなつたものは奥行も大きく，これだけ侵食されるには期間が相当長くなり，その期間には高度起伏も現在の状況とも大いに異なつていたと想像され，谷容積の計算が困難となるとみたからである。そこで崖端侵食程度の小規模なもので，現在の地形を基準として考えられる古さのものに一応規定して侵食除去量を計測してみたのである。そして各方眼内の総崖端侵食量を面積を除してkm³/km²の値を求め，これを20万分の1地形図上にプロットして等値線を引いたものが第1図である。本地域の総面積は4,002.3 km²であり，この地形計測による崖端侵食量は総計で74 km³となる。水準にしてどの位の土地低下になるかを計算してみると，0.0185km³/km²となるから，すなわち18mほどの低下量となる

第 1 図　　江川流域の地質と崖端侵食量（昭和 31 年 11 月調査）

第 2 図　　江 川 流 域 平 均 傾 斜 差 分 図（傾斜千分比）

この量は決して少ない量ではない。大体この侵食量に達するのにはどの位の年数を要するものであるか，参考までに大胆な計算を実施してみる。現在本地域内およびこの附近で堆砂量を測定した資料としては，王泊・立岩の2貯水池があり，120～130 km² の流域面積に対し年間 0.00003 km³ 程度である。これはダムによつて捕捉されたもののみで，実際にはこれより大きくおよそ 0.00005 km³ 位と思われる。この程度の侵食量と一応仮定すると 74 km³ を侵食するには約 40,000 年を要することになる。この年数はあくまで仮想のものであるがこの位の年数を要したと仮定すれば，1年に 0.5mm の削剝量となる。第三紀以後の堆積量を世界的にみて1年で 0.4mm 位となつている。かなり近似した値である。近似したからといつて正しいとはいわれないが，たゞ参考までに示したのである。この図を用いて地質との関係を検討し，さらに一部実地踏査の結果と照合してみるつもりである。

2.1.2 平均傾斜差分図（第2図）

この図は前掲のように 298 の方眼に分けたおのおのについて 500m 方眼の切峯面図を描き，その平均傾斜（総平均の傾斜）と，現在の地形による 100m 等高線ごとの傾斜の総平均との差（後者から前者を引く）を，千分比（‰）の値で示したものであつて，これの等値線を描いたものである。侵食はまず平坦地形から始まり，幼，壮，老の各時期を経てさらに平坦地に戻る輪廻をなすものとされている。したがつてこの場合は平坦面から早壮年期に至る傾斜変化を示したものといえる。この図の示す意味は，値の高いほど傾斜変化の激しさを示し，すなわち換言すれば，侵食が激しかつたか，隆起運動が激しかつたかを示している。この図は前の崖端侵食量図よりも古期からの侵食量を示している。おそらく古第三紀頃からの変化を示しているのであろう。この図では後述するように負の値を示す所がでてくるが，かえつてこれが非常に面白い結果を示すことになつた。この図と前の図と比較して侵食現象の継続性とか地殻変動の状況を推察することができる。

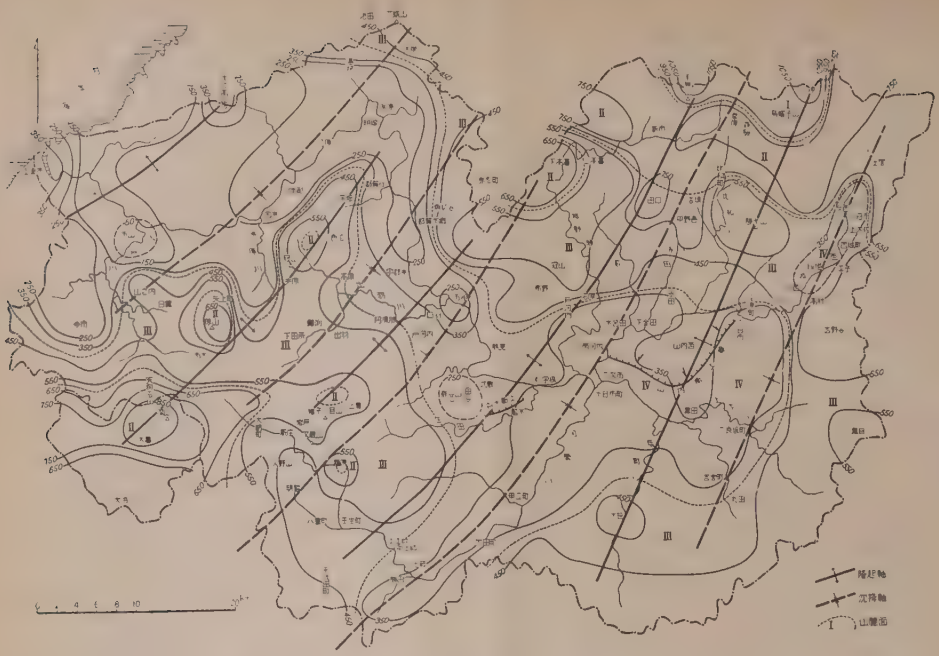
2.1.3 切峯面平均傾斜図（第3図）

この図は前述の古第三紀頃と思われる時期の平均傾斜（角度で示す）を示した図で，ある時期の侵食開始前の姿を示すものである。この図は古第三紀頃に噴出した流紋岩の状況を示す意味で興味深いものがある。

2.1.4 崖端侵食度最強位高度分布図（第4図）

この図は第1図を作成した際の資料をもととして4 km 方眼内の侵食度の最も高い部位の高度を計算して，高度の等値線を描いたものである。この図の示す意味は，数万年以来の地盤の変動状態をある程度示していると考えられる。この仮定として侵食の度合は大体一様であるという考え方がはいるので，一見矛盾した考えとの非難を受ける恐れがある。古い波曲構造などがよく発達

第3図　江川流域切峯面平均傾斜分布図



第 4 図　江川流域崖端侵食最強位高度分布図(高度m)

すると，最近のものと弁別が困難となる。さらに岩石の種類による侵食崩壊度の差異，構造線の存在による侵食速度の変化，岩石の生成時期による風化状態の差異，気象，植被による差異等幾多の條件がある。これは精細にみた場合考慮しなければならないことである。しかしこの場合大地形および大構造的な観点にたつて，とくに準平原化作用とか山地の後退剝離，山麓階，山麓面という点に焦点を合わせると，この高度はむしろ地盤運動の変化をある程度示すものと考えてさしつかえないようである。各高度の等値線が密集する所は，またこの資料の持つ意味からいつて，全面的に崩壊しやすいという表現となるわけである。したがつて，この図は地盤運動と崖端侵食量との関係を示すものともいうことかできる。

2.2 地形計測結果と地質および災害地

以上の各種の地形計測結果と地質および災害地の間の関係を概観してみよう。第 1 図として崖端侵食量を地質図上にプロットしたものを作成した。地質図は前述の通り 20 万分の 1「浜田」図幅を主体として，これに 7 万 5 千分の 1「庄原」，5 万分の 1「三次」，5 万分の 1「川本」の各図幅を参考とし，各調査者の意見によつて修正をほどこしたものである。とくに本所の編図課で編纂中の50 万分の 1「岡山」図幅の資料から有益な示唆を受けた点が多い。次に各地域にわけて述べてみよう。

1) 西城町附近　第 1 図によれば北方田鋤方面に0.03 (単位 km^3/km^2，以後省略し，数字のみ示す) の不安定な場所がある。地質は主として玢岩およびそれの角礫岩からなり，南の石英斑岩地域もやはり不安定である。この附近には大佐・今西・七谷・大谷の各崩壊地がある。この川筋の奥地には油木その他の鉱泉地帯が点在し，新期の変質作用が所々にみられる。 一般に古生層の粘板岩・砂岩地域は，谷の傾斜も急で 37° 以上あり，谷壁は円味がなく直線状である。一般に崩壊を起こす所は白色に変質した所から始まつている例が多い。

西城町の南東の古生層中には，帝釈から延びた石灰岩があり，このなかに後期に噴出した閃緑岩の地点が最も不安定な状態を示している。第 1 図によつてさらにこの附近を検討すると，この図で 0.03 の値を示す所は第 2 図によつても 150 という高い値を示し，この附近が古くから依然として不安定で崩壊しやすい地点にあたつていたことを示す。さらによく検討すると第 2 図で示されている八鉾附近 (西城町北 10km) は 150 という値を示しているが，第 1 図にはその傾向が示されない。したがつて古く侵食削剝されてしまつた所ということになる。

2) 比和町の南西古頃・田口方面　この地域は，比和町の北 5 km の所の黒石山の崩壊地から南西に延びる一つの裂線に沿つた崩壊災害地であることを示している。

この線の南西端の田口地区には，もつとも不安定な地点（0.03）が存在し，附近には玄武岩の噴出があり，これは北北東方向の毛無山の方向に延びている。この裂線は火成作用による地盤運動によるものと解される。また古頃から流出する河水が異常に多いことは，後述の比流量の項でふれる筈であるが，いずれにしても何らかの構造線の存在を考える必要がある。第2図によつて古期からの侵食量をみると田口附近が最も侵食されている。そして田口の南西8 km の所，泉吉田も同じ 150 の値を示している。こゝは新第三紀層から構成されている。その南西には石原の第三紀層中の崩壊地すべりが存在する。以上を要約すると，黒石山―田口―泉吉田―石原―冠山の方向には一つの弱線が考えられ，また実際の災害地もこの方向に並んでいる。

3) 神野瀬川上流　新市の東は玄武岩の噴出地域で，早くから侵食され，低平な特殊の地形を呈している。一般に新市盆地は山間盆地としては規模が大きく，かつては一大湖盆をなしていたかとも思われる所である。したがつて目立つた崩壊地は上高暮までは認められない。上高暮から下高暮に至る間は後述の比流量図に示すように，山陰側の神戸川上流と同じ位のきわめて高い値で，河川流量が急激に増加し，そのゆえか崖端侵食がはなはだしく行なわれて，0.03 の値を示す。第2図によればそれほどの高い値を示さない（100位）。この附近は石英斑岩によつて構成されている所である。

4) 馬洗川および上下川　鷹志風呂山附近の中生層の粘板岩砂岩互層の地域と，その続きである上下町附近は，いずれもやゝ崖端侵食量が大きく（0.02），さらに本流の広定村附近は 0.03 で相当に不安定な所である。第2図によれば，鷹志風呂山の南と広定方面がやはり古くから侵食されているようである。このうち，上下方面には玄武岩質の流出による反山化作用（傾斜が緩になる）が行なわれた所が目立つており，前述のように負の値を示している。これと同様の現象は，甲山町の西 10km の所の津口附近にもみられる。このような造構運動があると，第2図では差が表われなく，見落されることがある。

5) 西城―庄原―三次堆積層地域　堆積岩地域は新第三紀あるいは第四紀の堆積層からなるゆえ，侵食に対する抵抗度は低いものであるが，何分低勾配の所にあり，ほとんど水平に堆積しているから，洪水でもない限り仲仲急激に侵食されるということが少ない。そして盆地内をあちこち漂積するだけのものもある。これらの地層内において大規模な崩壊地すべり地はあまりみあたらない。三次は西城・馬洗・可愛の3支流の会合点にあたるため，豪雨の際にはしばしば冠水，浸水を起こす。可愛川筋は馬洗川と異なり合流点近くまで両岸に岩盤が露出して，流況もよく，南部における唯一の水力利用地点をもつている。

第1図および第2図に示されているこの附近の数値は，いずれも本地域中での最小値を示している。第1図では山内西村附近が 0.005 という極少値を示しているが，これは後述によつて明らかになるように，山内衝上断層の背面にあたる地域で，傾斜の変換による堆積作用の増加を意味するものなのであろう。

6) 可愛川流域　可愛川流域のうち吉田・甲立を含む地域に，やゝ崖端侵食度の高い（0.015）地点があるが，それより下流側，下和知附近が 0.01 の低い値を示す。河岸に露出する岩石の大部分は石英斑岩である。勝田以奥は沿岸および山地がかなり荒廃している。本河川は吉田までの比流量が年間平均 5 m^3/sec/100km^2 であつて，恒常性のある流量であるが，この地方の一般的傾向からいえば，流量の多い方になる。第1図によれば，壬生町・八重町の北側の山地が 0.025 の高い値を示していて不安定な地域にあたつている。20万分の1地質図「浜田」では，この附近は花崗岩からなることになつているが，よく仔細に検討すると山頂に石英斑岩がのつている可能性が強い。また実際に小さな露出がある。しかし編図課の磯見博の意見では，もつと広範囲な露出があるべきだということであつた。他の石英斑岩地との比較ではむしろこの意見に賛成したい。一般に花崗岩は谷の形も丸くスムースに風化侵食される傾向であるから，崖端侵食量のような計測の仕方では案外に小さな値になる傾向がある。この点を考慮に入れて比較検討の要がある。常識的に考えても石英斑岩の方が堅密なものが多く，コーアの採集率（試錐などの）もよく，峨々たる山容を呈するものが多い。しかしまた崖端侵食となると案外に崩落する量が多いのではないかと思われる。岩体全体としての強度の比較は，岩片などから算定されるものでもなく，いまのところ，どこから解析してよいか非常に難しい問題である。さて，次に第2図の傾斜差分図によつてさらに検討してみると，やはり藤原附近（大塩山・鷹ノ巣山）に 150 という，相当侵食度の強い地点があり，これの東北 10 km，出羽川下流阿須那の南に傾斜差分 220 以上の所があるが，いずれも石英斑岩の地質の所である。

さらに壬町・八重町から上流に文蔵山の崩壊地がある。昭和29年の台風の際に，土石流を生じた所である。この附近は一般に土石流を搬出する箇所が多いが，災害としては小規模なものである。生桑村上青・雉子ノ目山・火野山・明智附近に密集している。第1図によつても文蔵山附近が 0.02 位の値でそれほど高い値ではない。

したがつて元来あまり侵食程度の強い所でなかつた所に急激に大きな台風がきて起こつた現象とみるべきであろう。

7) 江川本流 (三次—出羽川間) 西流した江川が，三田谷附近から北方に流路を変向する附近に，生田川が南西から本流に合流しているが，この生田川の流域とこの範囲を東へ延長した一帯が 0.02 という比較的高い値を示しているが(第1図による)，これは島根・広島両県の分水界となつていて，降水量が多いという理由もあるが，こゝは先行性流路として江川が広島側の盆地の水を集めて島根県側に流出する峡谷を形成している所でもある。第2図によれば，先行性流路の解釈にはまた別の観点からの意見もでてくるのである。

広島大学の下村彦一によれば，この分水界の北側口羽村上田および平佐附近には現河床から 170～180m 上の砂礫層内に 1～1.5m の径の花崗岩や玄武岩の円礫を含んでいるというし，その対岸の作木村東にもほゞ同様の堆積層があるという。この附近がある時期に相当の起伏をもつていたと考えねばならない。この附近が先行性流路となるためには隆起と侵食とがほゞつりあつた状況，すなわちあまり激しくない隆起量を考えねばならない。先行性流路の形成はそうするとこのような大礫の堆積後の静穏期に行なわれたということになる。津屋弘達が中国地方の花崗岩体の形を切峯面によつて復原して示しているが，このときすでにこの江川の流路はきまつていたようである。先行性流路の形成を最近の現象としようとする地形学者の見解には，賛成しかねる地質学上の事実は，このほかにもあるようである。

8) 出羽川水系における状況 第1図によれば，本水系では中流部の高原附近の 0.02～0.025 の値が目立つている。これは花崗岩の間に細長く石英斑岩が挟まれている部分にあたつている。しかも後述の川本附近と同じく，花崗岩体の間に挟在する石英斑岩の幅員が大きくなつた部分に不安定な地点が多いことは興味深い点である。第2図によつて少し古く昔にさかのぼつて変化状況をみると，阿須那の南方生田川と分水界の附近に著しく傾斜変化のはなはだしい所がある (200)。こゝも石英斑岩によつて構成されている所である。前述のように，石英斑岩は堅密な岩体を構成している。たゞやゝ裂罅，節理が花崗岩よりは多く，小岩片となつて剝落する傾向がある。しかし相当強靱なものであるから，これが崖端侵食量として高い値を示すのには，岩質以外の原因を考えねばならない。それは降水量が異常に多くて風化の速度が早いのか，さらにもう一つ考えられることは，前述のようにこの岩体の幅広くなつた所が弱いというのであるから，これが噴出貫入の際に生じた歪みがもつとも集約的になつている所が弱いのであるということが考えられる。これは現場において実証しえなかつたのが残念である。この解釈にも二様の立場がある。すなわち花崗岩と石英斑岩の貫入の時期の前後とも直接結びつく問題である。石英斑岩を古いものとすれば古期の石英斑岩は花崗岩の底盤におしあげられて頂上に存在し，したがつて多くの歪みをうけて弱くなつている。も一つは石英斑岩が後から貫入した際に，貫入体自身が周囲の抵抗を受けて歪みを生じ弱くなつているとかいうことである。いまのところいずれとも決し難いのである。

さて第1図のなかの高い値の所を，現場の災害地と照合してみると，石英斑岩地である上口羽の崖崩れ，花崗岩地である出羽・鱒淵がそれぞれ不安定な所に存在している。高原の西に 0.025 という不安定な地点があるが，これは現場では確認しえなかつた。

次に第2図によると都賀本郷—都賀—八色石—下田所—阿須那—宇都井を囲んだ地域 (中心が高原となる)は 100 以下の値となつて，周囲よりはむしろ低下している。これは侵食があまり激しくなかつたか，傾斜の変換があまり激しくなかつたか，傾斜の変換があまり激しくなかつたかであつて，上流の熊見—市ケ原間と相似た傾向を示している。そしてこの周辺を 150 以上の高い値の群が取り囲んでいる形を示している。そのうえ地質の分布からいつても花崗岩の分布が比較的広いし，貫入底盤の谷間といつた感じである。この関係については津屋弘達の中国花崗岩体図によつて，ある程度示されている。しかもこゝの低地に対する第四紀の火成活動はあまり激しくはなかつたようである。

9) 江川本流 出羽川—江津まで 都賀行を経て浜原・川本方面のうち，川本町の南側の石英斑岩中に 0.035 の値を示す所は第3図でも 200 以上の値を示す部分である。この附近は最近世に至つて三瓶火山の後火山活動による温泉変質作用が所々にみられるので，その影響もはいつているであろう。川本附近の石英斑岩山地は相当の急勾配を有していて，特有の山容を呈している。川本附近の不安定な所を東に延長すると赤名附近となり，さらに延長すると高暮に至る。このトレンドは一般に降水量分布図の多雨地の地帯と一致している。この方向はさらに西城町方面までたどることができる。降水量分布図と一致したからといつて降水量ですべてを説明しうるものではない。おのおのについては各説の際にふれるつもりである。本流からやゝ内陸にはいつた所に，井原川の上流の矢上がある。矢上盆地はこの附近に露出する花崗岩地域の中央に位置し，広島大学による最近の地質調査

（5万分の1川本）によつて花崗岩の範囲が20万分の1地質図よりもずつと縮少されて，磯見博の説を裏書している。さて矢上盆地周辺の花崗岩は風化侵食がはなはだしく，第2図ではあまり大きい値でないが，その理由についてはすでに説明した。第2図によつてもこゝは案外に値が低い（100程度）。傾斜の変換が緩かに行なわれた所であろう。この附近が中国花崗岩山地の特色を示すものである。

別に第4図によつて改めてこの附近の状況を検討してみる。矢上町の原山を中心として高度550mの所に侵食最強の部位があつて，附近の状況からすれば多少隆起したか，残丘として永く残つていたかであるが，いずれにしても古くから侵食され続けてきた所のようである。しかし矢上町諏訪谷の養老院裏手の崖には，幅2m以上の赤鉄鉱の脈があり，所々にみる残丘も多く変質作用を受けている所をみると，新期の火成活動の影響を受けているとも考えられる。

井原川から西側の石英斑岩は，西進するにつれて流状構造を示し，流紋岩状になることが知られ，その噴出の時期は古第三紀の末頃と考えている。第3図によつてこれをみると，問題のこの附近が傾斜が急であつて，新しい噴出説に非常に一致した形態を示している。

矢上町の西の山之内および市木方面は，第3図によれば50という低い値が示されている。非常に傾斜変化がにぶかつた所になる。これに対する地質的事実はいまのところわかつていない。次に八戸川の流域では右支流の上流戸川附近が第1図，第2図の双方によつても相当侵食されていることになる。この地点は地質的にいえば第三紀に噴出した（古期噴出安山岩）安山岩によつて構成されている所であるが，この安山岩は堆積層の基盤になつているとみられるもので，侵食には直接の影響はないはずである。

本流の川平附近では第1図で0.025位であり，第2図でも200という高い値を示している。この附近は三郡変成岩（三波川系）に属する片岩の露出がみられる所である。実地調査した右岸の崩壊地もこの片岩のなかのものであつた。

なおそのほか特異な所といえば因原の北西の三原村附近には崖端侵食量の著しく低い地点が存在している。これは流紋岩のなかに島状にとりのこされた花崗岩が露出している所である。

2.2.1 地形計測図と江川全域の地質現象の解釈

前節によつて災害地の説明の際，地質の点にもふれているのであるが，地質現象の解釈に，この地形計測図が応用される諸事実について若干説明を加えてみる。したがつて地殻変動や火成活動がどの程度説明しうるかという点について簡単に説明するわけである。

1) 玄武岩漿噴出に伴なう地形変化

第2図は前に一部ふれているように，傾斜量の変化を千分比で示したもので，一般にプラスの値で示されるものである。たゞ堆積層が昔と較べて最近異常に発達したというような場合はマイナスの値がでることもある。三次附近の堆積層地域でも，本図によればマイナスになるような所はほとんどない。しかるに上下川の所で−150という低い値がでて最初解釈に苦しんだが，この附近が第三紀末の火成活動によつて玄武岩漿の迸入があり，反山化作用が行なわれた所であることがわかつて，なんとか解釈しうる見透しがついた。同様の現象は甲山町方面にもあり，津久志村に−60の値がある（D）。図中の（A）の地点は−47という値で，これは毛無山南西の玄武岩噴出地と一致している。（B）も赤名北部の火山岩噴出地である。西部に移るにしたがつて負の値も小となつている。可愛川中流下土師の北の−19，八重町南西の−36，太田川水系内の−18，−6。これらはほとんど地質的事実が明らかでないが，多くは閃緑岩系の岩石の噴出地帯に近接していることは事実である。この中国の玄武岩漿噴出の事実は，地質学的に非常に興味があり，小倉以後研究されているが，小林貞一によると，次のようにいわれている。吉備高原の玄武岩鐘は格子の交点に配列しているともいわれ，あるいは玄武岩地区は波曲・沈下しているともいわれている。一般に反山化過程にある地域と認められる。

2) 第4図と中国における花崗岩体との関係

津屋弘逵による花崗岩体の地形（第5図）は，花崗岩のみについての切峯面図であるから，大まかにいつて侵食初期の概形を示しているものと思われる。これでみると三次の南西方10km附近を最高点として，楕円形の花崗岩体があり，これは円山方面の背梁山脈の延びが分離した形となつて存在しているものである。庄原—三次の堆積層はこの両岩体の谷間に堆積したものと考えられる。この三次の南の花崗岩のmassのなかにNE方向に大きな構造谷を生じたのであつて，これは第3図によつて知ることができる。甲立町附近は第2図によれば10という非常に低い値であるが，地形的にいつても構造谷を埋積した乱流堆積物である。そしてまた別に，津和野方向から延びてくる花崗岩体があり，太田川水系の上流附近に700mの高度の準平原を残している。これがさらに延びて大朝—矢上を通つて赤名方面に達している。この岩体の周辺には，川本・赤名・戸河内・生田等の傾斜変化の激しい所がある。この岩体は三瓶北東の巨大な花

第5図　中国地方の花崗岩体の地形（切峯面）
津屋弘逵による

崗岩体と，江川の谷を境として接している。このように考えると，江川の谷の形成期はかなり古いものであると考えられるのである。

3) 侵食最強位高度分布図（第4図）による地質現象の説明

本地域内で侵食度の強い地点で最も高位にあるのは，広島県比婆郡八鉾村および上高野山村にある 1,050m の高度の面である。次の高度は 950m で 1,050 の地点の外周を構成している。この下の 750m 準位のものとの間に一つの山麓階を認めることがきるので 950m 以上の所を第1段と名づける（符号Ⅰで示す）。第2段は 650m と 550m とにその境界位置がきている（符号Ⅱで示す）。第2段は図の南西の王泊貯水池流域にもあり，矢上町にも非常に小さい範囲で残り，その北東の八色石附近にもその連続が想定される。比婆郡方面の第2段のなかの田口から毛無山にかけては，その後山化作用があつたと思われることはすでに述べた。550m 以下に侵食最強位がある所は侵食して分離しているために範囲を示すのが困難な所が多い。しかし図に示すように，450m と 350m との間に分界をおくことができる（符号Ⅲで示す）。この第3段のなかで勝光山附近とか馬洗川上流の大笹附近がやゝ隆起したのではないかと思われる。さらに西域の南方は吉野谷を中心として勝光山と同様の値を示す。こゝは黒雲母花崗岩を主体とする山地である。その南にも 550m の所がある。そのほか，神野瀬川中流にあたる双三郡君田村を中心とする近くに，所々 550m 準位のⅡが存在している。

第4段と第5段（Ⅳ，Ⅴ）とは判然として示し難いが，三次―甲立―吉田―勝田の方向は一つの地溝帯の存在が考えられる。

さてⅢ（第3段）の地域のなかで注意すべきは古生層の地帯であつて，西城町附近は 350m となつて周囲より窪んだ形となつている。これは侵食最強位の高度が 350m まで沈降しているとも表現できる。一般に古生層地域は侵食期間が長いのと差別侵食の結果，このような窪地を形成していることが多い。考え方によつては底盤侵入の弱かつた所とも考えられる。底盤貫入が強ければ古生層はむしろ山頂に押し上げられ，早く侵食し去られてしまうともいえる。

Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ段階は，山麓階と認めてよいと思うが，これは山地の後退的剝離の過程を示しているものであり，各時期によつては侵食時期が分けられるものなのであろう。そしてこの侵食面の配置は，津屋弘逵の花崗岩体のあり方とよく一致している。たゞ三次より南部の花崗岩体が 350m 準位という低水準であるのは，構造運動による大規模な沈下を想定しなければ説明がつかない。そしてこのN―E方向の凹地に対して直交する形で，江川本流の熊見―都賀―粕淵方向に低窪地がある。式敷附近の 250m の孤立した低水準にある侵食のはげしい地点も北からの連続であり，これを南東に延長すれば甲立附近の低水準位と合流する。そして以上のいずれの方面にも礫層の発達が著しいのは，構造運動と結びつけて解釈した方が理解しやすいと思われるのである。

本域の南西側の花崗岩体にも Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ の3段階が認められることはすでに述べたが，さらに詳説の要がある。

王泊貯水池の流域は，太田川の水系に属するのであるが，750m の侵食面を主体として，平坦度も大きく，貯水池堆砂率もほとんど高暮附近と同様である。このⅡの範囲は東では大朝附近まで到達している。そしてさらに東方の藤原附近や雉子ノ目山はその残片である。このように考えると，文蔵山附近の災害地はこの大規模な侵食作用によつて分離した山中に起こつたものであるといえる。このほかⅡの面が分離して存在している所は，矢上町附近と八色石附近である。この地域のⅢ（第3段）は分布も広く津屋弘逵の花崗岩体の概形とも一致している。江川本流浜原以下の右岸側は，三瓶山・大江高山の噴出によつて凹凸がある。川平・川戸附近には 150m という低水準であるが，これも古生層の発達地域であり，周辺より窪んでいる特色は変わらない。

最後に全域を通覧して，隆起と沈下の大きなトレンドらしいものを指摘して説明を加えてみると，西城町の 350m 準位の所と，庄原―三良坂―吉舎を結ぶ沈降とみられる地帯，その西にほとんど平行するトレンドとして多里―油木―勝光山―山内西―大笹（世羅郡津名村）を結ぶものが考えられる。隆起量は小さなものと思われるが，油木方面の鉱泉変質，勝光山の臘石化作用と大笹

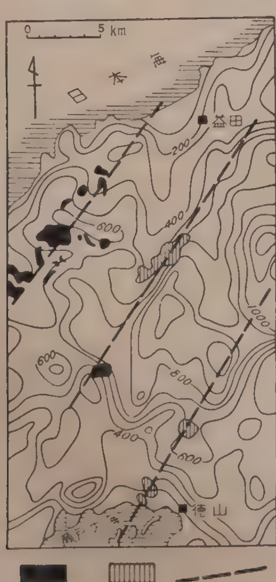
方面の閃緑岩の貫入の諸現象がこれに伴なつているようである。このなかで最近広島大学の調査によつて山内衝上線が発見され（地図に記入してある）たことは，非常に有力な事実をこの図に対して与えたものである。すなわちこの図をみると山内西村附近で350m 準位の線が南に著しく突出して示されている。そしてこの輪廓に沿つて衝上線が位置していることがわかつたのである。この実証によつて第4図が最近の地盤運動をかなりよく表現しうるものであることが判明したのである。これと同時に，この350m の準位の線が三次の北においては逆に非常に後退して示され，この方面はむしろ沈降の形態を示し，近くの石原に崩壊地すべり地があることも，なんらかの構造運動のあつたことを示しているのであろう。この点は最近三次市附近の地震の際，その震源地を冠山附近と考えられていることによつても証明されるようである（大正8年11月三次地震）

次のものは比和川の上流久泉原—吉頓—永田—三次—甲立—吉田—勝田を結ぶ沈降地帯である。このうち三次以南および北部比婆郡方面についてはすでに説明した。さらに西へ移ると隆起量は僅かのようであるが，高暮—戸河内—篠原を結ぶ島根・広島両県の分水嶺が認められる。これは侵食によつて分離したIIの山麓面に相当するものである。

この次には赤名—宇都井—阿須那—大朝を結ぶ沈降地帯がある。この沈降地帯は規模は一番大きなもので，江川流域の輪廓にもはつきりと示されている。第2図をみると，この沈降帯の中央に高原を中心とする100以下という周囲より低い地帯があり広く分布している。また第1図によつてみても出羽・杉谷・田所方面の堆積緩地(0.010) があり，いずれにしても沈降地域であることを物語つている。さらにまたその西には乙原—冠山と矢上—天狗石山の2列の隆起帯があり，やゝ乱れた連続状態を示している。これがこの方面の花崗岩体の主軸の方向である。したがつて巨晶花崗岩・半花崗岩・暾煌岩等に深部層がよく露出していて岩石の放射能も高い所である。

次に三瓶山—湯抱—川本—因原—日貫方向に低湿地があり，こゝに三瓶火山の噴出があつた。以上述べるような方向性は，津屋弘逵が益田—岩国方面において新期火成活動のトレンドとして認めている方向と一致している(第6図参照)。阿武隈花崗岩地帯や北上においても深成岩中にこのような波曲のあることが認められているのである。

このNN—E のトレンドに対して斜交するほゞNN—W方向のトレンドも認められる。そして現在の河川の流向はこの2方向に流れているものが多いのである。



第6図　中国地方の西紀火山の方向
石見益田—徳山
津屋弘逵による

3. 本地域の水文地質

上述の地形計測および地質調査結果から得た山地の荒廃状況については，一通り知り得たが，これが全般の水理状況といかに結びつくかを調査したものが，比流量調査である。

本地域の比流量調査を実施するにあたつて最も困難を感じたのは，面積広大で同時観測が不可能に近いことであつた。4,000 km² という広大な地域では降水量も地域ごとに異なり，比較的その影響の少ないと思われる低水時を選択したとはいうものの，その地域差の影響は消し去ることはできなかつた。比流量図作成にあたつては，昭和31年度の中国電力の測水所の記録（都賀・高暮・阿須那），建設省河川局の昭和31年度測水報告（西城川・馬洗川・可愛川および江川尾関山），島根県および同港湾課の測水記録（八戸川・江津）等によつて実際の測定記録上の時日のズレによる流量の変化を規正して作成したものである（第7図参照）。

3.1 江川流域の河況一般

本地域の河川は東海・本州中部・北陸等に比較すれば降水量が少ないので流量も多くないといえる。それでも年平均比流量で 4 $m^3/sec/100km^2$ はあるのであるから，著しく低いというほどではない。これは山陰との境界の山嶺では年間2,500mm 位の降水量があるからである。

第 7 図　　江 川 流 域 低 水 量 比 流 量 曲 線 図 （昭和 31 年 11 月中旬における）

瀬戸内海の乾燥気候の影響は確かに認められるが，それは平野部において目立つのである。江川流域は多く山間であるためその感が少ない。昭和 31 年度の江川中流都賀までの各月比流量変化を第 2 表として示す。これによれば，昭和 31 年度は西城川水系の上流部には降水量が多かったので著しく高い比流量を示している。西城川の年比流量は昭和 19 年 2.60，23 年 3.23（単位は $m^3/sec/100\,km^2$）であることによっても異例であることがわかる。しかし実際調査者によって測定の行なわれた 11 月は，低水量に相当する時期であった。馬洗川は古来から流量の変化常ならず，しかも流量の著しく小さい川で年比流量で $1.95 m^3/sec/100km^2$ である。各月の状況をみても $3 m^3/sec/100km^2$ になることはまれである。流域の岩石の風化が著しく進んでいるというより，むしろ堆積層が卓越しているためといった方がよい。しかし三次に近づくに従って，漸次比流量が増加してくる。これは地下の伏流が漸次表流に転化するためと思われる。馬洗川の過去の年比流量を参考までに示すと，昭和 19 年 1.76，24 年 0.68 であった。いずれにしても小さすぎる値である。したがって西城川が三次附近で急激に流量増加する原因がよくわからないのであるが，あるいは馬洗の伏流が加算されているのではないかとの想像もされるのである。

可愛川水系は三次へ注ぐ 3 河川のうち，最も恒常性のある流量を示していて，$3〜5 m^3/sec/100km^2$ の値である。この中流下土師附近はかつて水力地点として選択された所である（現在も計画中）。可愛川の過去の年比流量を示すと，昭和 19 年 6.80，21 年 4.04，22 年 3.60，31 年 4.78 である。

神野瀬川も上高暮上流では昭和 29 年 7.34，30 年 5.04 である。比較的流量の多いのは降水量が高暮における測定でも，平均年 2,600mm もあるからといえる。この川の山陰側には神戸川があつて菅田測水所までの比流量は昭和 19 年 16.7，21 年 15.3 に達している。しかしこの年の降水量は多くなく 1,800mm 程度であつた。神戸川上流と神野瀬川の指谷橋附近の流量の急増は，いまのところ説明しようのない不思議な現象である。これと比較して東寄りの山陰側の川である日野川（根雨測水所）では $6〜7 m^3/sec/100km^2$ の流量である。

江川中流の出羽川では年間比流量も $3〜5 m^3/sec/100 km^2$ であつて，比較的恒常性のある流量である。現在水力地点として 2 地点が調査されている。本川は上流部では花崗岩風化地帯を通過（出羽・高原方面）するので比較的比流量が小さいが，阿須那から下流部に至つて急激

第1表　江川流域比流量測定結果

河川名	流域面積 (km²)	流量 (m³/sec)	比流量 (m³/sec/100km²)
1. 西城川水系			
大屋川	23.80	0.134	0.56
寒利川	5.65	0.130	2.30
八幡山川	3.67	0.067	1.80
七谷川	3.60	0.076	2.11
大谷川	2.00	0.023	1.15
八日市川	10.07	0.240	2.38
本流(西城町まで)	138.54	9.45	6.80
本流(庄原町まで)	72.40	9.64	0.28
出雲石川	9.52	0.05	0.49
永田川	18.68	0.363	1.94
比和川(全域)	123.64	5.87	4.76
〃 支流 吉原川	9.70	0.87	9.00
〃 〃 甲野邑	10.46	0.40	3.82
木屋原より上流	88.80	3.40	3.83
〃 三河内川	12.60	0.25	2.00
〃 福田川	16.20	0.40	2.46
〃 森脇川	27.60	0.72	2.60
須川より上流	114.30	5.58	4.88
須川—濁川			3.10
萩〃川	69.42	2.35	3.38
西城川本流 (太田橋下金田)		−1.13	−3.43
勝光山川(全域)	44.80	0.97	2.16
〃 支流重行	13.30	0.17	1.27
〃 〃 矢原	17.30	0.45	2.60
〃 〃 市場	14.20	0.35	2.46
西城川本流 (三次橋)	616.30	27.40	全域比流量 4.1
2. 神野瀬川水系			
本流(下湯川)	25.00	0.90	3.60
〃 (下門田)	90.00	2.20	2.50
支流(上里堺)	13.80	0.46	3.30
本流(指谷橋)	12.60	3.03	24.00
本流(日山橋)		5.01	貯水池により測定不可能
3. 馬洗川水系			
本流(丸田右支流)	29.40	0.41	1.40
〃 (〃 左 〃)	58.80	0.45	0.76
本流(三良坂まで)	139.20	2.75	1.97
〃 (丸田—三良坂)	51.00	1.89	3.70
支流塩町川	150.52	0.96	0.64
支流上下川	292.40	2.40	0.82
本流(三良坂—三次)	113.60	2.93	2.50
全域	784.00	10.37	1.32
4. 可愛川水系			
本流(長登呂)	90.40	4.46	4.93
支流 上根川	10.50	0.45	4.28
本流(長登呂—吉田)	260.70	9.30	3.56
甲立支流	69.00	1.12	1.62
支流多治比井 (吉田)	18.40	0.31	1.70
本流(吉田—中村)	221.60	11.80	5.40
全域	670.60	14.04	2.00
5. 出羽川水系			
本流(下田所)	19.60	0.36	0.73
〃(下田所—阿須那)	137.20	5.59	4.07
全域(合流点)	186.80	5.95	3.18
6. 井原川水系			
矢上川	20.00	0.43	2.10

(昭和31年11月中旬測定)

に流量を増加する傾向がある。次に出羽川（阿須那測水所）の比流量をみると，昭和25年4.79，26年3.54，27年4.11，28年5.24，29年5.00，30年3.47である江川本流には昭和30年まで熊見に中国電力の測水所があり，その下流部の都賀本郷地点には同社の準測水所がある。建設省河川局の測水所もこの近くにあり，日々観測が実施されている。

昭和31年11月11日（第1表）の尾関山測水地点（建設省）と，その下流の都賀測水地点における流況をみると，尾関山の流量が162.68m³/sec（西城・馬洗・可愛3川の合計にあたる）であるのに，都賀は43m³/secで11月以後も流量増加していない。もつとも観測が午前・午後の2回のみであるから，その間に通過してしまつたとも考えられる。いずれにしてもこの程度の出水は相当早く通過するものであるようである。本流の流量のみで比流量図を描こうとすると，このような矛盾が生じてくる。したがつて各支流にはいつて実測して描いた比流量図の方が，その地方の特色（とくに地質上の）をよく示しているし，最も比較的容易に細目にできるものである。

江川比流量調査におけるもう一つの困難は，都賀より下流については，ほとんど流量測定が実施されていないことであつた。そこで因原橋と川平橋附近で流量測定を実施した。

因原橋附近本流流量（11月24日）60.3m³/sec
川平橋附近　〃　（11月25日）74.2m³/sec
両国橋附近　〃　（11月26日）29.5m³/sec

都賀より下流の支流については井原川の上流（矢上川）を計測しえたのみであつたので，島根県庁および中国電力の観測資料により補うことにした。八戸川は合流点で8.3m³/secの流量での流量であつた。それ以外の流量は本流流量によつてうかがうことにした。

3.2　江川全域比流量図（昭和31年11月中旬）による水文地質と災害地の検討

前述の通り全域を完全に比較しうるような同時観測の資料を得ることが至難であつたので，支流の実測を中心として検討することにした。第7図は等値線をひいたものであるがもちろん厳密にいえば分水界があるので，そこで不連続となるはずである。しかし大勢を概観する意味で等値曲線を描いたのである。

3.2.1　西城川水系

西城川水系には比和川を始め支流が5つあり，いずれも北部の脊梁部の水によつて涵養されている。最上流部の備後落合を中心とする県境附近は 6.8m³/sec/100km² という値で，かなり高い値を示し，これは反対側の支流目野川上流部と全く相似た流況である。この附近はあまり災害地も目立たない石英斑岩の山地である。ところが古生層の地帯にはいると，七谷川・大谷川・八日市川と 1～2 m³/sec/100km² に低下し，西城町南部の石灰岩地帯ではさらに低下して1以下となり，庄原までの両岸は流出量も少なく，0.28 (単位 m³/sec/km²) というような極端に低い値を示す。この異常は説明が困難であるが，古生層中における石灰岩層の発達を考えると，帝釈川方面への漏水も考えられる所である。上述の1～2の値の所に第1図によつて崖端侵食もまた第2図の傾斜変化も大きいことがわかる。すなわちこれは，裂罅や節理が多く水が浸透しやすく，山体自体が幾分脆くなつているため，風水害の際に崩壊を起こす確率が高いのであろう。実際の踏査結果については後述に譲る。次に勝光山の南麓から流下する小支流が本流に合流するが，重行川の 1.3m³/sec/100km² (以下単位略す)，矢ノ原川の 2.5 と西偏するにしたがつて比流量が高くなつている。さらにその西で比和川が合流している。本支流は全流域比流量は 4.8 にも達して，流況もよく水力地点として計画に上つている地点（木屋川・須川等）もある。沿岸は大体玢岩を主体とする地質であるが，石英斑岩の露出も広くて，場所によつては両者の混じている所もある。

さて最上流部の久泉原・森脇方面は 2.6 という低い値で，黒石山の NN—E 方向の大亀裂の存在と風化の激しさによつて伏没水量も多いものと思われる。山頂附近では大体5～7の値であるべきである。比和町附近は案外に比流量も高く5である。これより下流，右岸の古頃川は特異なほど比流量の高い地域で9という値である。その支流の甲野邑は 3.8 でもはや異常の値を示さない。第1図をみると，久泉原から田口の方向に向かつて，著しく崖端侵食量の大きい不安定な所がみられ，古頃川はこれを横断して流出しているようにみえる。黒石山の大亀裂の方向と一致するのであるが，崖端侵食量の異常に高い点の分布と異常流出というこれらの條件を考え合わせてみると，なんらかの異常な地殻変動があつたと考えねばならない。

比和町から流下する比和川本流も古頃川との合流点の直前でジグザグの流路をとつており，古頃川の方が本流のような感を与える。比流量等値線を引くと高暮方面の高い値と，むしろ連絡しているようで N—WW の方向に比流量の高いトレンドが考えられる。これは中途で玄武岩の噴出で阻止されているようである。

一般に比和川以西の河川の流路方向をみても N—W 方向が多いのも大きな構造線の方向を予想せしめるのである。比和川もこれ以下では漸次比流量が低くなつて 3.3 になる。ところがその西側の小支流，出雲石川にいたつては 0.5 という値となつてしまう。これはむしろ比和川の旧河道と考えてもよい所である。厚い第三紀層（白色砂岩層で粗悪炭を含む）によつて埋積されている。次の西の河谷は萩川である。比流量は 3.4 で上流部に堆積層が発達し，閃緑岩脈が石英斑岩を貫いている。中流の橋堅附近にも閃緑岩体の貫入があり，磁硫鉄鉱の鉱染がある。常定附近には鉱泉がある。一般に西城川に合流する小河川は比和川を除いて第三紀層の堆積層中を流下するゆえに比流量が小さい。西城川水系の水の収支関係で特異と考察される点は，三次附近で急に流量増加することである。昭和 31 年 11 月 15 日の西城本流下金田附近太田橋における流量は 15.8m³/sec であるのに，同日の三次における観測は 27.4m³/sec となつている。測定時間その他を考慮し森原発電所（神野瀬川より取水）の放流量を計算に入れても 5m³/sec 内外の下流増となり（高水位の伝播とも考えられない），異常な値を示す。これについては，山内衝上線の存在を考慮に入れると，ある程度解釈できるかもしれない。この点については前述したところである

3.2.2 神野瀬川水系

この水系は比和川の最上流とほとんど近接した地域から流出している。そして山間の高位置の新市盆地を西流する。毛無山の南部は玄武岩の噴出地帯であり，岩盤脆弱のためか早く侵食されて広大な平坦地形を呈し，岩層のたまり場となつている。河水もほとんど伏没して所々に水流がみられる程度である。一種の岩石床とも名づくものであろう。現在は放牧地として使用されている。この附近の比流量は 2.5 であつた。新市から下流は次第に両岸がせまり，山陰側の多雨地の続きの部分に近づくのである。したがつて比流量も漸次高くなる。上里原の奥に山崩れがあり(昭和 27 年の災害地)，復旧工事が実施されている。

上高暮から指谷橋の地点間は，とくに右岸側の山地崩壊がはなはだしく多量の砂礫を本流まで搬出している。この情況は図版によつても看取される。高暮ダム完成（昭和 21 年)以後の貯水池の堆砂量をみると総貯水量に対して5％である。それほど激しい堆砂率でもない。しかしこの附近の比流量は 12 という高い値に達している。この分水界北側の山陰側は神野瀬川の上流にあたり 15～16 という高い値の比流量を示す。平年でこの附近の降

水量は2,500mm位である。年によつては1,800mm位のときもある（神戸川上流の昭和19年）。しかし比流量は依然として15附近の値を示す。比流量がこのように高い所では普段から流積される岩層が多くなり河床に堆礫が多くなつている（図版参照）。

高暮ダムより下流側は貯水池による水量の調節が人為的に行なわれているため，自然の状況を把握することが困難であつたので，次のようにした。三次の北西の日山橋附近の神野瀬流量測定，君田村の各発電所および森原発電所の当月の使用水量を勘考して比流量を定めた。

3.2.3 馬洗川水系

この水系は地形図の読図によつても理解されるように，侵食や風化によつて分離孤立した残丘が多く数えられる（とくに上下川方面に多い）。しかも上流部の分水界近くには硯石統からなる中生代の地層が露出している。そして中流以下には第三紀の堆積層が諸々に分布している。この川は伏没水量が多いために比流量がきわめて小さいのが特色である。田総方面はことに中生層中に侵食の激しい地点が存在しており，0.8という比流量である。本流の丸田の上流部にも侵食の激しい地点が第1図によつて看取される。これもそれぞれ1.4，0.8という低い比流量の上流の地質とよく合致した値である。丸田から三良坂間ではやゝ表流増加して3.7を示す。これは沖積層下の砂岩層が発達が悪く，基盤が浅いので，比較的高い値を示すのである[1]。塩町川の流域は，下流部において，塩町累層（非海成層）中に流入するためか0.6という低い値を示す。第1図によつて崖端侵食量をみても，本地域は0.010～0.020という一般的に低い値（単位 km^3/km^2）の所，換言すれば堆積層の発達が著しい範囲に属しており，したがつて地下浸透する水量も多いわけである。たゞ塩町川中流の大笹附近が著しく侵食されているが，こゝは新期花崗岩の貫入地域（？）にあたつているからであろうか。塩町から下流になるに従つて漸次比流量増加し，4になり，さらに下流の畑敷方面では7に達する。和田村附近の高い値は西城川方面の水も加わつているのではないかと予想される（前述の通り）。いずれにしても本水系の年間比流量は1.95（昭和31年）という低い値であるが，降水量にそれほどの差があるわけではないから，表流が少ないというわけである。そして地下流が多いわけである。

3.2.4 可愛川水系

最上流の大朝附近は比流量5である。第1図によつてみると0.020のかなり高い値である。大朝—八重間の山岳地帯では昭和29年の土石流出が諸々に認められることは，すでに述べた。この附近の比流量からはこのような災害の起こる可能性があまり考えられないところである。八重附近の比流量は3.6である。第1図によると文蔵山—雉子ノ目山方面は主として石英斑岩からなり，山頂近くに崩壊地がある。可愛川も上根附近で大屈曲をして北東流し，勝田附近の比流量は4.3である。この上根地区は上根地溝といわれる北東方向の階段断層が発達している所である。この谷を南西流する根ノ谷川は太田川に注ぐ川である。勝田より下流は流況も良好であるが，吉田および甲立へでる左岸支流は1.7または1.6で比流量も低くなつている。この上流はいずれも低位礫層（高度300m附近）が比較的よく発達しているからである。このうち吉田町に注ぐ支流の河川敷内の伏流水については別に示してある。本調査中は可愛川は一般に流量が低く，11月平均比流量は1.6にしか達しない。したがつて本流域比流量は西城川が平年の2倍に比較し易である。

3.2.5 出羽川水系

上流の田所方面は花崗岩崩砂地であり，鱒淵・三坂方面には禿山が多く，最近の植林によつてかなり緑化してはいるというものの，深層風化はなはだしい地帯である。したがつて比流量も著しく低く0.7である。これに反して高原方面からの支流は流量も大で水力地点として日向地区が計画されている。第1図によれば高原の南西に0.025という高い値の所がある。出羽附近・後谷・大草・上口羽等の各災害地についてはこれを別に各災害地の項で説明する。

3.2.6 井原・八戸各水系

これらについては井原川上流の矢上川について実測したのみである。矢上は出羽上流の田所地点と類似して花崗岩風化崩砂地である。そして火成変質作用も所々に認められている。盆地周辺は古昔より山砂鉄採取のため山を荒しているので，長年にわたつて砂防工事が実施されている。矢上川の比流量は田所方面に比較して案外に高く2である。

八戸川は実際に踏査しえなかつたが，島根県庁よりの11月28日の流量，昭和29，30年の八戸測水所の記録によつて大体を推定したのであるが，多少の誤差はあるものと思われる。比流量は3.5位である。第1図によれば右支流の上流日貫地点方面に崖端侵食量の大きい所がある。

3.2.7 総括および補遺

江川全域の比流量を総観すると，一般に堆積層卓越地域においては低い値をとり，山地においてはこれと比較して高い値をとるのが普通である。山地において周囲より低い値をとる所とか，堆積盆地などで周囲より高い値をとるような所が，崩壊その他の災害の発生する場所と

なつている。つまり接近した隣接区域（分水界を隔てた）において，高低の差がはなはだしい不連続の所が，不安定な崩壊しやすい所となつている。そしてこれらの値を規定する基礎として地質および地質構造があるわけである。なおそのほかに降水量の地域的変化という要素も，もちろんこのなかにおりこまれているというわけである。これらの実態は第1，2，4，7図を比較検討することによつて明らかになつてくる。崩壊侵食，堆積等の現象を規定する要因のうち，どれが卓越しているかを弁別するということは非常に困難な問題であつて，各事例の説明の際に多少ともふれてはいるが，定量的にこれを示すことは現在の段階では無理である。

比流量の変化と災害状況とが合理的に一致している地点としてあげられる所は，

1) 西城町附近古生層地域
2) 比和川水系古頃附近および田口
3) 神野瀬川水系上高暮北岸地域
4) 庄原—三次山内衝上線附近
5) 可愛川水系では上流部大朝—八重の北東
6) 江川中流都賀—川本間両岸の侵食量大な地点
7) 出羽川水系，田所・矢上等花崗岩砂崩積層地域

である。

4. 災害地各説

本次調査の際に，実際に踏査して調査した各地点について地形計測結果，比流量測定結果を参考として現場実測，観察について述べることにする。

4.1 西城町附近

1) 七谷川　一見して大きく荒れている地点はないが，中流の硯石統の赤色凝灰岩層中に崩落程度の災害がある。この附近は無住地なのであまり人々の関心をひいていない。赤色凝灰岩の小脊斜軸があつて，脊斜部から剝落している。この凝灰岩は噴出の際多量の石灰岩を包裡していて，石灰礫は大部分丸くなつて熱による変質を示している（図版1）。地層は一般にN15° E でDip30° である。上流左岸硬砂岩中に崩壊面があるが15m×25m程度のものであつた。この砂岩はやゝ放射能が高く，自然係数の1.3倍であつた（岩片による測定）。七谷川の水質は，16°C，2,350Ω-cm でかなり低比抵抗の水であり，西城川本流が約5,000Ω-cm であるのに較べ著しく低い。変質がかなり進んでいるためと思われる。

2) 大谷川　七谷川の北の大谷川は比流量も1.15であり，大谷川は水温14.2°C，4,400Ω-cm である。七谷川よりは水質がよい。しかし谷中の所々は白色に変質した岩盤がある（図版2）。地質図によれば，本流に石英斑岩や玢岩等が発達している。本流との合流点より500m上流に黒色粘板岩層があり，古生層の存在が認められる。本谷においては崩壊面から流出する湧水も5,400Ω-cm（13°C）の値である。第1図によればむしろ大谷川の谷の方が崖端侵食量が多く，不安定（0.030）な状態を示している。図版3は下流の崖面の崩壊状況を示す。

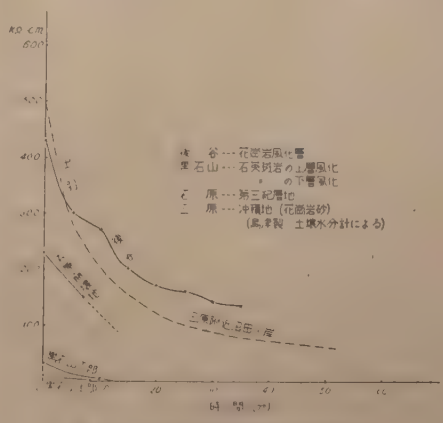
3) 大佐附近　西城川左岸の古生層の砂質粘板岩地域は，北部大佐附近に小規模な崩壊があるが，一般に谷壁の傾斜が急で曲面を示さない。

4) 西城盆地　西城盆地の新第三紀層中には，災害地らしいものはあまりない。北部の花崗岩系の崩積層からなる白色の堆積層は，西側の塩基性岩の青色崩積層よりは抵抗性が強い。ほとんど水平の層理で，大洪水の際などは剝離流失する（図版4）。

4.2 比和川流域

1) 黒石山の大亀裂　比和川の上流久泉原の南にある，標高1,021mの山であるが，花崗岩から構成されている。その南東側の中腹にN20° E の方向で大亀裂を生じている。この亀裂の発生は明治19年の大洪水の際といわれている。亀裂線に沿つて歩いてみると，2～3mの落差を認められる箇所が所々にある。この断層面ははなはだしく風化されており，新鮮な面は到底みることはできないが，北東隅においてこの風化ばいらん状況について下記のように計測してみた。この計測値は後記の低位地の花崗岩地における値と比較の要がある。この測定器は土壌中の水分が石膏の電極に吸収されて，比抵抗が下がるのを記録するようになつている。

土壌水分中に強電解質があると比抵抗値が下降するので，補正を施す必要がある。測定は斜面の上下17mを離れた位置で測定した。下部の方が新鮮な風化層（完全にばいらんしていない）であつたためか，第8図のよう



第8図　土壌水分比抵抗値の時間的変化

に比抵抗が高かつた．この方法の利点は資料を採取して持ち帰つて実験しては組織を破壊するので，現場における値を（in situ）求められないが，この方法では現場にあるそのまゝの姿での値を得られるのである。第8図として時間と比抵抗値との関係図を示す(図版5)。

2) 古頃沢　比和川も須川より上流は流路屈曲して不自然な流れ方であるが，むしろ古頃沢に延びる流向の方が自然である。こゝは比流量9という非常に高い値であり，踏査の結果では両岸とも崩壊地を認めず，西城方面の古生層粘板岩山地のような急傾斜面をもち，植生も良好でなく，芝草程度で牧草地のような感を与える。古頃の最上流附近には，河床礫に大きな石英斑岩・玢岩，まれに玄武岩礫を認める。こゝは第1図に示す久泉原—田口方向の弱線に関係してはいるが，むしろその集約された水のはけ口にあたつているようである。

4.3　神野瀬川上流地域

神野瀬川上流へは比和川上流の分水界からはいつたが，高野山附近の花崗岩および石英斑岩はもつとも古い侵食面に属するためか，風化侵食度がはなはだしく，図版6で示されるように，深層風化を示し，場所によつては小規模な風化堆積層（図版7）が層理を示している。風化層の厚さも 20～40m に達し，なかには古生層の粘板岩や砂岩が大塊で捕獲され，そのまゝ赤色に風化している。毛無山南の緩斜地の発達は現地踏査の結果では新期に玄武岩の流出があつたことが主要な原因である（図版8)。

新市の下流上里原に流出する支流の災害地についてはすでに述べた。こゝは第2図によつても 0.030 の範囲にはいつている。これから下流ではだんだんと比流量が大となり，河川の屈曲がはなはだしくなる。上高暮には測水所がある。測水所の下流側の右岸は河川の堆砂がはなはだしく，ことに指谷橋際には小支流が多くの土砂を搬出している様がみられる（図版9)。こゝから高暮貯水池内に運搬される砂礫は，相当なものと思われるが，現在までのこの貯水池の堆砂量は総貯水量に対して僅か5％である（昭和21年～25年間)。

4.4　可愛川流域

本水系において実地踏査したのは，最上流の大朝—八重間の文蔵山周辺の土石流状況である．これは昭和29年の台風の際に起こつたもので，その規模も小さいものである。そしてこの形式も過剰の降水の際の，花崗岩山地の土石流と全く同じ形式のものである。災害後砂防ダムも2カ所構築されている。図版10にみられるように，土石流の発生箇所も小さく，5m×10m 程度のものである。土石流の流下した途中の杉林の杉が，土石流の力で押し倒されている（図版11)。

文蔵山の南東の方の土石流を写真によつて示すが，あまりはつきりしない。いわゆる崖崩れ程度のもので，無住地であるからあまり問題にならなかつた。藤原方面に流下した土石流の先端を，図版12で示す。岩質はいず

第2表　昭和31年度江川全域・主要河川各月比流量表

月	西城川	馬洗川	可愛川	合計（尾関山）	都賀（建設省）	都賀（中国電力）
1	7.43	1.57	1.19	3.34	2.98	3.12
2	4.75	1.46	2.09	2.76	2.77	2.64
3	19.62	2.66	4.62	8.71	7.46	7.00
4	8.13	1.60	4.18	4.58	4.42	3.97
5	5.48	1.31	2.07	2.93	3.12	2.70
6	11.00	2.94	8.14	7.32	6.17	5.72
7	12.16	3.10	11.73	8.96	6.00	5.56
8	6.77	2.69	9.86	6.48	5.02	1.93
9	10.57	2.72	9.99	7.72	4.93	6.10
10	3.90	1.62	2.49	2.69	2.08	2.46
11	4.12	1.22	1.37	2.19	1.45	1.73
12	2.36	0.46	0.17	0.92	1.00	1.2
全年	8.06	1.95	4.78	4.90	3.98	3.96
流域面積	616.3km²	784.0km²	580.3km²	1981.0km²	2,790km²	2,890km²
測水所	三次市宮之峡	南畑敷	中村	三次市内	江川本流都賀	江川本流都賀

（単位　m³/sec/100km²）

れも石英斑岩であつた。こゝで水文地質の観点から，藤原方面へ流出した土石流について取扱つてみる。藤原方面へ流出する小流の水質は，1,700Ω-cm 程度で，流量は 0.001m³/sec，したがつて比流量は 1.25m³/sec/100km² で，この附近の一般よりは相当低い値である（5m³/sec/100km² が普通）。第1図によつても崖端侵食量の相当大きい所（0.025）に相当している。これでみると，この石英斑岩地は山頂の部分がかなりゆるんでいるのではないかと思われる。また一つには，山頂近くの所々に昔の風化堆積物の遺跡が残つており，風化層が相当深い所とも考えられる。

次に本流を下つて吉田町附近に至る。多治井川の河川敷で工事中であり，河川敷内の伏流水を揚水していたので，この附近一般に発達する砂礫層の透水性の参考とする意味で測定した。

面積 31.6m²，深さ 2m の浚渫箇所に対し，四周から流出する伏流水は 0.043m³/sec であつた。流向に対する直角の断面では 2m×4.5m＝9m²，この淵辺を除いた残りの断面長は約 20m であるから，同様の流出状態とすると $0.043\text{m}^3/\text{sec}\times\frac{2}{4.5}=0.19\text{m}^3/\text{sec}$ となる。この時季の表流は 0.3m³/sec であつたから，表流量：伏流量＝3:2 である。伏流は 2 m より以深にもあると思われるから，実際は伏流水量の方が多いものと思われる。多治井川の比流量は 1.7m³/sec/100km² であつて，可愛川の一般性からみると低い値であるのも，このような伏流となる部分が多いためと判断される。同様なことは北側の甲立に流出する支流についてもいえることである。この附近には，甲立礫層といわれる高度 300m 附近に平坦な面をもつ礫層の発達がよく知られている。この成因については前述しておいた。

4.5 出羽川流域

出羽川の中・上流の出羽方面は，花崗岩の深層風化地域である。出羽の南東の後谷・岩屋の中間で花崗岩風化状況を調査した。土壌水分計を用いて水分測定を実施した。その結果は黒石山調査の結果と比較できるように第8図に記入しておいた。風化状況の比較では比婆郡北部よりは深層風化度は低い。風化流出した窪地には，図版13 に示すように灌音類が生じていてますます風化が進んでいく。現在は緑地運動によつて植林がかなり進んで10年～20年生の赤松も所々にみられるようになつてきて，防砂の効果も著しいようである（図版 14）。後谷の附近，山田の崩壊地も調査したが，こゝは 50m×100m の広さに凹地ができていて，中央に残丘として花崗岩の羊脊岩状の地形が残つている（図版 15）。こゝから小流が流出しているが，水質は pH＝7.3，2,500Ω-cm であつた。豪雨の際にできたと思われるガリ（gully）状の侵食溝が流出した崩砂中にできていた。花崗岩はこのように風化し，丘陵が分離して低丘化していくものであることがわかる。第1図によれば，出羽の南西に侵食度の低い地帯があることがわかる。これは矢上町の例と同じものである。出羽から上流鱒淵方面や，その対岸の山中にある貯水池（農業用水用）附近の景観は，まさに花崗岩風化地帯の代表的なものである（図版 16）。

出羽川を下流に下ると阿須那がある。この附近の崖は所所崩壊がみられ，図版17で示すものがそれである。第1図によれば，出羽川下流では戸河内方面を中心として崖端侵食量の強い所がある。その実際例ともいえるものである。阿須那のものは規模も小さいが，上口羽の国道に沿うものは規模も大きく自動車路線に面しているため，人災も大きいので慎重な対策工事が実施されている（図版 18 a. b.）。現場において地質を検討すると，図版中に点線で示すように，玢岩脈と思われる autobrecciated（自砕）した 2～3 m の厚さの層が挟在していることが，この崩壊を起こさせた原因のようである。図版 18 はこの玢岩脈を接近した位置からみたもので，全景写真の左下隅にあたる所（写真ではみえない）である。この脈岩（おそらく一種の zenolith であろうという）の上盤は，黄色のかなり変質した石英斑岩であり，図版 18 a. b 中で中央高所にみえる白色の岩盤がそれである。下盤は流紋岩質の所のある微晶質花崗岩であつて，上盤と本質的に異なつているものではないようである。おそらく上盤の一部にも流紋岩質の所もあるのであろう。落下している岩片のなかに著しく流状構造が発達して，しかも粘土化したものがみられる。現在の崩壊面の傾斜は 55° ある。中央に集水きよを設け，下端に擁壁を設けて崩土が道路上に落下することを防止しているが，崩壊面に対する処置がいささか手薄のようである。出羽川も阿須那より下流で急激に流量増加するが，このような破砕帯が割合に緩傾斜で広く連続していることも一つの原因をなしているのではないかと思われる。

4.6 井原川流域

この水系のうち，実際に踏査したのは左支流の矢上川上流部についてである。矢上盆地は山間盆地としてはかなり広いもので，しかも周辺の低い山陵が禿山となり，遠望しただけでもきわめて花崗岩風化地帯の特徴を示している所である。一種の花崗岩砂崩積層盆地とも名づくべきものである。周辺の山地の荒廃は山砂鉄の採取も大いに関係があるといわれている。実際にこの附近の花崗岩は変質作用を受けており，場所によつては 1 m 幅の赤鉄鉱の凝結部（シュリーレン）があり，これらが稼行の

対象となつたものと思われる。盆地の南部の諏訪谷の養老院裏には2mに達する赤鉄鉱を主体とした鉱脈をみることができる。一般に盆地内の小丘は，変質された形跡を示している。珪化されて固くなつた所が残されているようである。この花崗岩崩砂堆積層の状態をみるために，適当な切割をさがしたが見当らず，矢上中学校裏手でこれを実見することができた（図版 19)。多少黒色の部分があるので検討したが limonite であつた。

この盆地の比流量が $2m^3/sec/100km^2$ で，案外高い値を示す理由については，解釈が困難であるが，堆積層の厚さがあまり厚くないことによるのではないかと思われる。

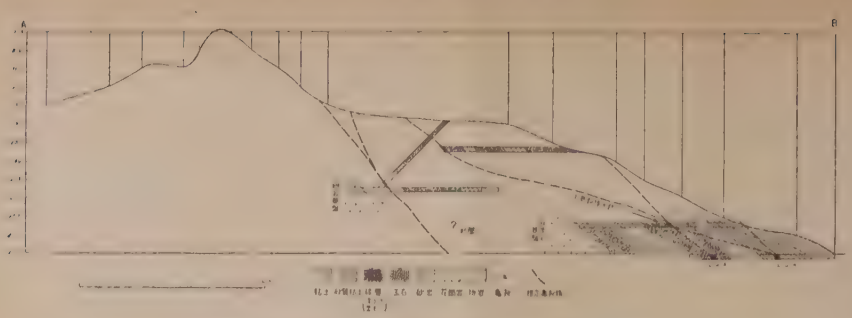
4.7 江川下流地域

川平橋附近の三郡変成岩体中の崩壊地すべりである（図版 20)。すべり面が低角度で15°位であつた。

4.8 三次附近

双三郡君田村石原の地すべり崩壊地は，約20年前の暴風雨の際その徴候が現われたといわれている。第4図による沈降地帯の説明はすでになされたが，直接の証明は困難で実証されてはいない。大正8年の地震もこの附近に震源があつたといわれている。最近は昭和27年6～7月頃の豪雨によつて，亀裂の度がだんだんひどくなつてきたので，昭和30年，31年と対策工事が実施されたのである。第9図として500分の1実測平面図を示し，第10図としてA—B方向の断面図を示しておく。対策工事実施の際，20本の試錐を種々の方向に実施して，水抜きと同時に裂罅状態の調査を行なつていて，非常に貴重な資料であつた。実施後地質の立場からみて試錐位置もついていま少しという惜しい地点を見逃していることは残念である。しかしなんとかこれをつなぎあわせたものが第10図の断面図中に示してある。地層の傾斜や走向を見落しているので，つなぎ方に多少無理な点があつたかも知れないが，大体はこのような地下地質状況であろうと思う。この図で注意すべきことは，基盤までついた試錐孔が2本あり，位置からいつてはなれているが，地層の不連続を想定させる所で両方の基盤の岩質がコーアを

第9図　広島県双三郡君田村石原地すべり崩壊地実測図（平面）



第10図　石原崩壊地すべり地実測図 (断面図)

みても明らかに違っている。しかしこの附近の花崗岩質岩石のなかにはよく玢岩が挟在していることがあるので，あまり確かな証拠とはならない。

試錐孔から流出した水量については，それぞれ長期観測の記録がある。昭和30年から昭和31年までの間のものである。災害は昭和27年頃が一番はげしかつたわけで，地下における水の圧力分布も，崩壊地すべりの結果，ある程度均衡した頃の水量を計測しているわけである。したがつてこれから逆に，災害勃発当時の姿を想像することは困難である。しかしなんらかの形跡はとどめているはずである。第9図をみると，No. 6 ボーリング孔からの流出が最も多かつたわけである。この附近のNo. 5, No. 1, No. 2, のいずれもこれに次いでいる。図中の矢印の方向に地下水圧の強い所があつたであろうと想像される。ところが後からボーリングした No. 8 以後のものは，非常に湧水量が少ない。むしろ掘進中も逸水するものが多かつた。すなわち地中の裂罅はむしろこちらの方が多かつたということになる。地すべり崩壊現象の主役は No. 8～14の試錐をした西側が演じており，東側はその結果圧力を加えられた水の消散の場として役目をつとめているものと思われる。水の流出が異常であつたから，そこが災害の起こつている中心地であるとは簡単に速断はできない。こゝの水質は大体 1,300～2,00Ω-cm の割に低い水比抵抗値をもち，水温 13～15° C でかなり変化が多い。附近の河川の水比抵抗値は 2,400Ω-cm であつた。

現在は水量もずつと減少しており，落着いているようである。この災害の原因が，地震その他に関係があるとなかなかに防止することが困難である。

5. 江川本流流砂量調査

土木研究所式水中懸濁物測定装置を使用して，中国電力株式会社都賀本郷測水所において昭和32年1月から12月まで，平時毎月3回，洪水時4時間間隔の流砂量

第 3 表　昭和32年度江川流砂量調査表 (中国電力都賀測水所における観測結果)

測定期日	洪水総流量 (m³)	総流砂量 (m³)	最高流砂濃度 (%)	平均流砂量濃度 (%)
4月 24日 ～ 28日	138,374,000	163,700	0.210	0.118
5月 5日 ～ 9日	39,524,800	5,000	0.017	0.012
5月 20日 ～ 23日	29,376,000	8,750	0.017	0.029
6月 7日 ～ 8日	27,648,000	4,190	0.017	0.015
7月 4日 ～ 13日	672,272,000	3,195,000	1.250	0.475
7月 26日 ～8月15日	451,194,000	322,316	0.250	0.071
9月 11日 ～ 13日	44,064,000	14,100	0.050	0.032
9月 16日 ～ 18日	36,288,000	3,430	0.017	0.009
9月 25日 ～10月4日	127,008,000	31,980	0.050	0.025
年間総計	1,565,748,800	3.748,466	1.250	0.240
年間総流量	約 3,220,000,000	3,748,466	1.250	約 0.117

(注) 測水所より上流面積2,890km² に対する地表面低下量　約 1.3mm

(中国電力都賀測水所における観測結果)

測定を実施した。江川は由来流砂量が少ないとされている。ところが実際には，相当大量の流砂量があることがわかつた。第3表は最近到着した都賀測水所における，土木研究所式B型採泥器による観測の結果である。これは昭和32年1月から12月までの，主として洪水時における観測である。その測定は都賀行の鉄橋上から採泥し，流量は精密法および浮子法によつて実施したものである。観測時は全河幅を3等分して，各断面について表面と底面との2段に採泥してある。したがつて，これを全断面の相加平均として第3表に百分比で示してある。採取砂泥についての見掛比重を測定していないので，簡単に重量に換算することが困難であるが，土木研究所の吉川技官の指示によると，大体1.1が見掛比重となる。この数値によつて，かりに換算してみると，昭和32年において，この測点を通過した全土砂量は，重量にして340,770tであり，体積では，3,748,466m³である。これからこの測水所上流の全面積との関係を求めてみると，年間で大体1.3mmの地表面低下となる。しかしこれは仔細に検討すると，昭和32年までの前時期の洪水や，平常時の運搬によつて運ばれた砂泥量もこのなかに含まれ，そのうえ観測年間においても生産された土砂量が，そのまゝ測水地点まで到達しているわけではないので，この間の状況についての検討をしなければならない。すなわち測水地点まで運搬されてきた土砂の内容についての検討を必要とするわけである。この問題は，きわめて解明が困難であり，今後の研究課題であると思われる。

6. 結　語

江川全域 4,000km² の広さにわたつて，治山・治水の立場から，地域ごとの特色を指適し，その実態を考察するために，さきに行なつたことのある姫川の場合と異なつて，地形計測という新しい方法を導入して，全般的の傾向を示し，個々の事実との比較検討を実施した。地域が広く，全域を実地踏査しえないために，考案した方法ではあつたが，案外に実地踏査の結果を総合的の立場から解釈しえて便利であつた。

本地域が比較的単一の地質で構成されていることも，かえつて條件を簡単にして比較しえたのである。

前回の姫川の場合と同じく，比流量調査を実施したが，この地域は前回の6倍の広さであつたため，同時観測が不可能であつたが，適当な補正を施して，災害現象との関連性を検討した。姫川で成立した法則性は，本地域においても全く同一といつてよいと思われた。

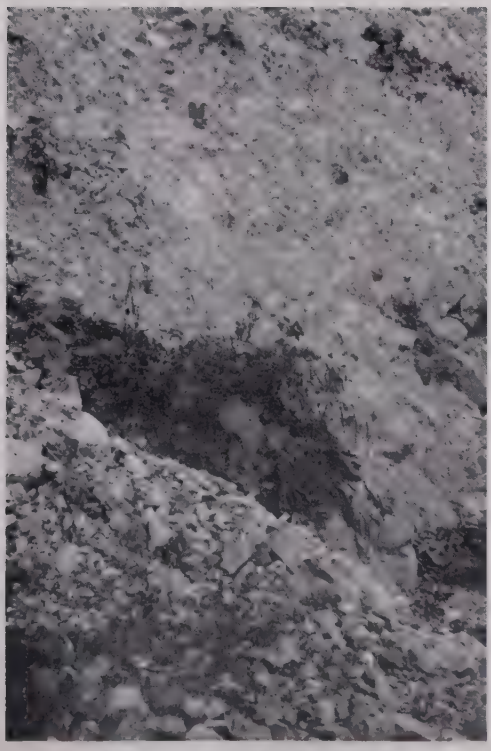
姫川が多く水成岩層であつたのに比較して，火成岩層が多かつたことは対象的であつた。日本においてもつとも大陸的景観の中国準平原地域における調査は，災害の規模の小さいことで特徴づけられ，日本的な荒れ川，急勾配といつた表現の土地とはうつて変わつた性格の所であると思われる。しかし調査者の立場としてはいろいろな條件のものを解析することによつて，その実態が把握できるのであるから，この調査によつて得られた成果も得難い貴重なものであると思つている。終りに公益事業局および中国電力株式会社の協力を得て実施した江川流砂量成果について概報をしておいた。

（昭和31年11月調査）

文　献

1) 広島大学篇：地質巡検案内書，1953

図版 1　赤色凝灰岩層中の石灰岩礫（七谷川）



図版 2　大谷川の古生層中の白色変質帯

図版3　大谷川下流崖面崩落の実況

図版4　西城盆地の新第三紀層の侵食

図版 5　黒石山大亀裂の亀裂面の風化

図版 6　神野滝田上流（上高野山村）の深層風化

図版 7　花崗岩風化堆積層の不整合（神野瀬川上流）

図版 8　毛無山南の岩石床

図版 9　指谷橋附近の荒廃河川（神野瀬川上流高暮貯水池背水の近傍）

図版 10　文 蔵 山 土 石 流 発 生 地

図版 11　文蔵山土石流の通過したきいの杉林の被害（土石流の状況がわかる）　（可愛川上流，大朝－八重町間）

図版 12　[illegible]

図版 13　出羽方面花崗岩風化地の湿地帯のこけ（後谷・山田風化地帯）

図版 11　植林による風化岩の砂防対策（三井・後藤）

図版 15 a　花崗岩風化帯の羊背状残丘，出羽の南

図版 15 b　a　の　遠　望

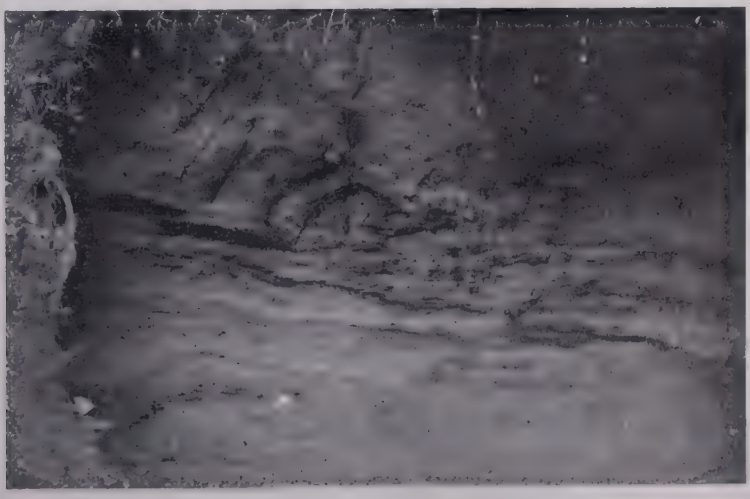
図版 16　花崗岩地の貯水池（出羽川鱒淵の対岸）

図版 17　阿須那附近の崖崩れ（石英斑岩の急崖，カシノ木林）

図版 18a　上口羽の崖崩れ

図版 18b　上口羽崖崩れの破砕帯（破砕帯は点線で示した）

図版 18c　上口羽崖崩れ破砕帯の細部



図版 19　井原川上流矢上盆地の花崗岩崩砂堆積層中の沼鉄鉱

図版 20　川平附近古生層の地すべり

図版 21　三次附近台原地区地すべり前壊 2～3m の落差を生じた（広島県三次土木出張所提供）

627.8：550.85(521.82)

島根県・広島県江川水系各支流筋電源開発地質調査報告

尾原 信彦*

Geological Researches of Several Dam Sites along the Tributaries of the River Go, Shimane and Hiroshima Prefectures

by
Nobuhiko Obara

Abstract

The reserved water power of the river Gō is estimated at some 400,000 kW, only one tenth of which is carried into practical use. The remainder was not exploited due to a lower elevation of the catchment area of the river and a minor precipitation thereabout, but an urgent demand for electric power has increased recently.

Previous to the author's visit, investigation was being made with reference to geology of the dam sites along the main stream of the river, therefore the author limited to survey the sites along the tributaries. These sites consist mainly of acidic rocks, such as granite, quartz porphyry and rhyolite. The criterion of dam site construction depends upon the weathering depth of the rocks of which the dam sites consist. Consequently, to ascertain the weathering depth, the author tried to excavate a few trenches upon both sides of the sites along the center line.

要　旨

江川の包蔵水力は約 40万kW あるが，そのうちの1割しか利用されていない。残余は，近年になつて急激な電力需要が増加するまでは，集水域の標高の低いことと降水量の乏しさのために，開発が遅れた。

筆者の調査に先立ち，本流筋のダム地点の地質精査はすでに完了していたので，筆者は江川支流のいくつかのダム地点の予察的調査を行なつてみた。それらは大抵は花崗岩・石英斑岩・流紋岩などのような酸性岩からなる箇所であつたから，建設に適するか否かの規準は，それらの岩盤の風化部分の厚さだけできまるものであつた。筆者はダム地点両斜面に中心線に沿いトレンチを掘つて成功した。

1. 総　説

流域面積 4,000km² をもつ江川水系の一般的特色としては，流域標高が低く，かつ降水量も水源地帯が山陽側にあるため多量とはいい難く，河川勾配も緩いという関係もあり，割合に水力開発地点には恵まれていない。本流（三次市以下）は河口近くまで峡谷状の流路をとり，氾濫原を欠き，しかも勾配も緩いために，水路式発電には不向きである。

1.1 既往の開発地点

本流沿いには，熊見発電所（水路式 11,200kW，昭和2年竣工）・明塚発電所（ダム水路式 25,000kW，昭和28年竣工）の2つがおもなものであり，支流神野瀬川筋には高暮ダムの落水を受ける神野瀬発電所（ダム水路式 20,000kW，昭和20年），その下流の君田発電所（水路式 8,600kW，昭和16年），その放水を西城川畔まで導水して落す森原発電所（水路式 7,200kW，昭和27年）の3発電所があり，また八戸川筋には八戸川第1発電所（ダム式で県営 5,400kW）が竣工まぎわであるほか，旧式小規模の水路式のもの数カ所を加えても，出力総計 80,375kW しか開発されておらず，年間発電量の総計も3億8千万kWh にすぎない。なお神戸川の最上流の水を貯水して，江川に流域変更して落水させる潮発電所（36,000kW，昭和30年竣工）は，明塚ダムの約5km 上流にあるが，水系が異なるので，別扱いになる。たゞ放水（最大 15t，平時 5.4t）は江川に入るので，潮から川下の発電所にはプラスとなることは論をまたない。

1.2 江川本流筋発電計画

江川は電源開発会社の調査河川に指定され，本流沿い

* 地質部

第1図　江川流域電源開発一覧図

に下記のような低落差大規模発電所の建設が目論まれ，同社の手ですでに地質調査も完了している。しかし水没戸数が膨大な数に達するうえ，三江線（鉄道）の付替えという2種類の補償がともに政治問題に発展しているために，依然として着工が遅れている

本流筋発電計画

地点名	堤高 (m)	満水面標高 (m)	最大出力 (kW)	可能発電力(年間) (1000kWh)
江川（都賀行村高梨）	68	115	148,000	311,870
川本（川本町木路原）	16	34	16,500	59,540
川越（川越村元折）	27	24	22,300	125,000

1.3 支流の概況—地勢と流況

江川のおもな支流としては，三次盆地内を流れる可愛川・馬洗川・西城川・神野瀬川の4つが三次市附近で出会い，背梁山脈を横断してまもなく，西から出羽川が加わり，さらに江川が浜原で南西方へ転針してのち，井原川・八戸川の両川を合わせる。次に各支流の流域の状況を誌しておく。

可愛川：　上部は水量も多く，下土師における100km²辺り比流量は4t/secに達し，同地点にダム好適地があるが，こゝは地元民の建設反対の声が高く，開発のための調査すら満足にできないほどの嶮悪さである。中下流は谷幅が広く，耕地が拓かれ，かんがい水路の発達が著しいため，流下するにつれて水量は漸減し（三次の近くで2.5t/sec/100km²），水力発電には適さない。

馬洗川：　流量も少なく（1.5t/100km²/sec），落差も取れず，水力発電の可能性を全然欠く。

西城川：　中庸の水量に恵まれ（3t/100km²/sec），支川である比和川とともに一貫して総合的に開発が可能である。まだ全く未開発のまゝに放置されているが，約40,000～100,000kW の開発が見込める有望な支流である。

神野瀬川：　中流以下は峡谷状流路をとり，ダム式・水路式の水力発電に適し，すでに高暮ダムを含め，3地点で最大出力35,820kW の開発を終り，もはや開発の余地を残さない。

出羽川：　中流は落差に恵まれ，水量も豊かであつて（4t/100km²/sec），ダム水路式の発電に適する。

井原川：　下流にある断魚渓の辺りは深い峡谷をなし，その上流に井原・矢上の盆地を抱き，落差はとれるが，水量に乏しい（1.5t/100km²/sec）のが，欠点である。

八戸川：　落差に恵まれ，水量もやゝ多く（3.5t/100

km²/sec)，水力発電に適する。目下工事中の県営の八戸川第1発電所のほか，上流にもダム水路式発電の可能な箇所がある。

1.4 地質概要

井原川・出羽川・神野瀬川・比和川・西城川の各流域は，ちょうど西から東にかけて順次に並んでおり，その中央部（出羽・神野瀬の両川の間）を江川本流が南から北へ横断して流れている。

江川本流筋の峡谷に沿ってのみ小区域に古生代の堆積岩の露出をみるほかは，この地域の全般にわたり，ほゞ中生代後期に相次いで形成された花崗岩・花崗斑岩・石英斑岩・流紋岩によって構成されている。前記の古生層は，花崗岩・石英斑岩類により貫かれている。両者の接触部では，古生層はホルンフェルス化していて，例えば西城川の下流の西河内において，この種のホルンフェルスの露頭が確認される。

なお玢岩ないし同質の輝緑凝灰岩類が，所々に（例えば出羽川の合流点附近の河畔とか井原川筋の日向附近，また庄原市の北方など）見受けられたが，このものは花崗岩類の貫入に先立って噴出したものであって，地質年代的には硯石統の頃のものである。

三次盆地の東部に砂岩・頁岩・礫岩などからなる新第三紀層の丘陵があるが，ダムに関係のない箇所なので，詳しい説明をはぶく。

1.5 調査方法

踏査の対象となった井原・出羽・比和・西城の各河川の流域には，前述したように，広大な分布面積をもつ花崗岩類・石英斑岩類が露出し，したがって建設を予定されるダムサイトは，ほとんどこの種の岩盤からなる所ばかりであって，ダム基盤としては申し分のないものである。たゞこの種の岩石は，ときとして風化作用が深部にまで到達してマサを形成する場合が多く，河流の側方侵食と相合して谷幅を拡げ過ぎ，ダムサイトの価値を低減させ，また側方侵食がない場合でも，谷斜面の風化作用の奥行が深くて，見掛け上谷幅は狭くても，掘さく量の大きなためにダム建設が不利な場合もある。したがって地質調査の重点は，風化状況の現地観察，崩壊地・崖錐・段丘堆積物のあり方などにしぼられた。

筆者の踏査当時には，ダム建設予定地点における精密地形測量（5百分の1～千分の1）が未着手であったので，5万分の1地図を頼りに，現地を視察したうえ，ダム中心線沿いに両側斜面に上下2段ずつのトレンチ掘り（奥行2～3m位）を行なって，そのダムサイトの適否を判定する方法を採用し，あとは全般的な土被り状態の確認，断層・亀裂の存否の検討，河川敷・谷底部の堆積物の観察などであった。

筆者が現地調査したのは，もっぱら支流筋の有望な水力地点であって，それも日数の制約もあったので，西城川・比和川・出羽川・井原川・角谷川などにとゞまった。可愛川の下土師地点は，地元民の人気が嶮悪をきわめ，各方面より中止を助言されたので立入ることを避けたし，また八戸川筋には別の日程により，近藤信興が踏査したので，報告はそちらに譲った。

なお着工を待つばかりとなっている本流筋低落差ダム地点，高梨・川本・川越の3カ所に関しては，すでに電源開発会社の手により精査が済んでいるので，当初から除外した。

次章以下に，各支流筋のダム建設予定地点の踏査結果を記述する。

2. 西城川筋の水力開発地点

2.1 序 説（流域の地勢）

三次盆地の北東方面に流域をもつ西城川は，庄原市の西方において比和川を合わせてのち，下金田附近の狭隘部を通過して南西方に流れ，三次市にて馬洗川・可愛川と合流し，江川となる。庄原市以奥20kmの落合までの幅流区間には，谷底平野が開け，水力開発の対象とならないが，落合より上流は山間部で落差にも恵まれ，水路式発電に適する。下流の下金田附近は山勢相迫り，ダム式発電に適する。支流比和川については，比和町以奥の上流部は流量落差ともに乏しく，水力開発地点がみあたらないが，木屋原盆地より以下は，峡谷状をなし，ダム水路式発電に適する候補地点に恵まれている。

2.2 開発計画

そこで西城川の最上流部と，比和川の中流以下と西城川の下流とを総合的に連結して，次に示すような40,000～100,000kW 級の大規模発電の計画が登場した。

A案は昭和30年にまず計画されたものであるが，総出力が小さいのと小規模発電所の多いのが難点とされて，昭和32年度に出力合計を2.4倍にし，発電力量を3割増とするB案に修正された。

筆者は昭和31年10月に原案（A案）に従い，そのダム地点である木屋原と下金田に踏査を試みた。その後修正案ができてからは踏査には行っていないが，B案の“西城川地点”というのは，A案の下金田地点とほゞ同一の地点であり，B案の“比和川地点”というのは，A案の木屋原地点に赴く途次，たまたま通り過ぎた箇所であって，全然未知の所ではない。

なお西城川の最上流は日数の都合で実地踏査をはぶいた。

A　　案　(昭和 30 年計画案)

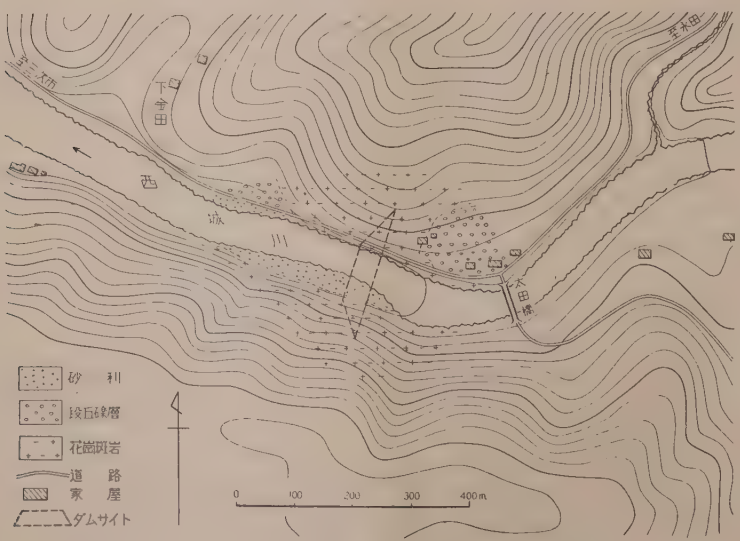
地　　点	河　　川	集水面積 (km²)	取水位 (m)	堤　高 (m)	最大出力 (kW)	年間発電力 (1000kWh)	備　考
美古登	西城川上流	62.4	540	40	4,200	24,000	ダム
木屋原(須川)*	比和川	102	415	38	7,800	35,200	〃
濁川	〃	132	300	—	5,750	29,770	水路
下金田(穴笠)*	西城川下流	532	216	42	12,000	59,100	ダム
三次	〃	801	173	—	10,500	59,200	水路
				計	40,250	207,270	

* 発電所名称

B　　案　(昭和 32 年度修正案)

地　　点	河　　川	集水面積 (km²)	取水位 (m)	堤　高 (m)	最大出力 (kW)	年間発電力 (1000kWh)	備　考
落合	西城川上流	58	548	12	4,600	18,730	ダム
比和川	比和川中・下流	298	400	87	50,000	152,840	〃
西城川	西城川下流	637*	220	54	40,000	102,670	〃
				計	94,600	274,240	

* 神野瀬川の上流を流域変更して増減す



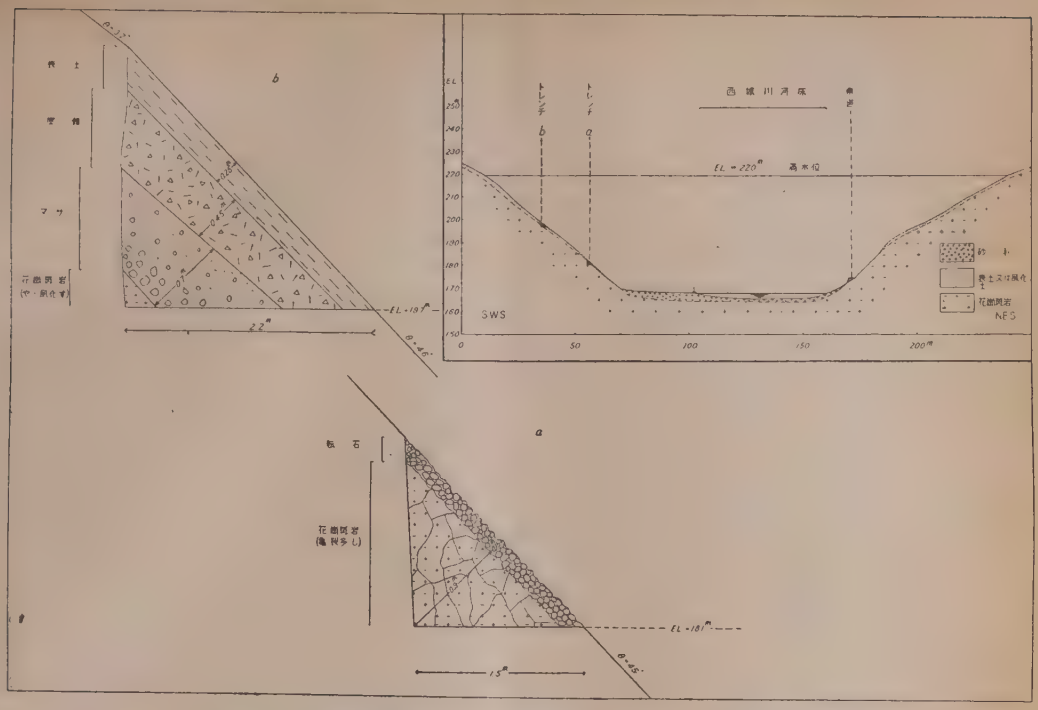
第 2 図　西城川下金田地点地質要図

2.3 西城川下流筋の調整池ダム地点 — 西城川 (下金田) 地点

下金田附近のダムサイトはA案もB案もほゞ同じ箇所を利用し，たゞ満水面の標高がA案の 216m に対しB案が 220m で，後者がやゝ高い。したがつてB案の計画概要を述べ，ついでダムサイトの地質調査の成果を述べる。

2.3.1 計 画 案

太田橋の川下 0.3km，萩川の川上 0.7km の箇所に，河床上 54m のダムを築き，総貯水量 4,633 万 t (有効貯水量 2,265 万 t) の池を湛え，左岸直下に発電所を設け，そこから 1.5km の放水路を掘えて西城川に流す。



第 3 図　　西城川下金田地点推定地質断面図および左岸斜面トレンチ掘さく状況図

満水位 220m で水没する人家 125 戸，耕地 88 町歩に達するが，これ以上池面を高くすると，補償物件が急増するので，220m が限度である。なおこの地点は三次市の水害を防御するダムの建設地でもあり，したがつてこのダムは多目的ダムとして設計される。

2.3.2　地形・地質

河川敷の幅は 50m で，左岸に 40m 幅の水田があり，谷形は倒梯形をなす。堤頂長（228m）と堤高（54m）の比は 100：24 であつて，通常の重力ダムには不向きの地形であり，ホロー型にすれば有利である。

右岸は河岸からすぐ急斜面がそゝり立ち，その中段より少し下に県道を通じている。露頭での観察では花崗斑岩が認められた。右岸斜面の地主に立入を拒否され，路上から単に視察しただけであつた。

左岸では地主から立入りの許可が与えられ，中心線沿いに河床よりの比高＋15m（標高 181m）と同じく比高＋31m（標高 197m）の 2 カ所で，トレンチ掘りを行なつて，岩盤の掘さく線判定の資料が得られた。左岸斜面には熊笹の繁茂が著しいが，中段以下の地表勾配は 45° 位で，やゝ急で，中段では 35° 位，上段斜面は 40° を示し，満水位あたりから上方にはしばらく露岩がみられた。この露岩は石英の巨晶を含む花崗斑岩であつて，全般としては淡緑色を呈し，最も堅い岩の部類に属するものであつた。次に左岸側で掘つたトレンチの様子を記述する。

左岸斜面，下段トレンチ（標高 181m，奥行 1.5m）

表土を欠き，花崗斑岩の転石が少し載るのみで，たゞちに岩盤となつた。この岩盤は比較的亀裂に富んだ花崗斑岩であつた（第 3 図の a）。

左岸斜面，中段トレンチ（標高 197m，奥行 2.2m）

厚さ[1] 0.25m の表土下に崖錐が厚さ[1] 0.45m，さらに厚さ[1] 0.7m のマサを隔てて，やゝ風化した花崗斑岩の岩盤に当つた。この部分の厚さ[1] は 0.7m 位あつたから，地表から合計 2.1m でやゝしつかりした岩盤に着岩したわけである。したがつてさらに 1m も掘れば，すなわち地表から約 3m で，堅硬で新鮮な基盤に達せられるものと推定される（第 3 図の b）。

トレンチ掘りを実施しなかつた右岸側斜面も，おそら

註1)　こゝで厚さ 1m というのは，地表に直角に 1m の厚さということであつて，トレンチの水平距離 1m ではない。したがつて地表の傾角を θ とすると，トレンチの水平距離 H と層の厚さ T との関係は，

$$\sin\theta = T/H \quad \therefore T = H \cdot \sin\theta$$

第 4 図　　比和川・西城川下流の流況ならびに水力開発関係地点（各川の比流量は渡辺和衛の測定したもの）

く大同小異の地質状態であろうから，このダムサイトはきわめて良好な箇所であると考えられる。

2.4　比和川中流筋のダム地点

2.4.1　比和川地点（B案）

位置：　比和川は古頃川の注入点から須川部落北方まで3km の間は，一直線状の流路をなして流れ下るが，この直流区間で比和町と山之北村の町村界が河身に掛る辺りが，B案ダム建設予定地点である。この川下にも2～3カ所のダム候補地点があるが，いずれも相似た條件なので，堤高をなるべく低くするため，河床標高の最も高い箇所が選ばれた。

こゝに河床を横切つて高さ 87m のダムを築き，約3,100万tの水を貯え，右岸より取水して山奥部落対岸まで導き，50,000kWの発電を行ない，約2kmの放水路を経て，西城川貯水池（下金田ダムで締切つた調整池）に注入させる考想である。

地形・地質：　満水位標高を 400m とすると，堤頂長（264m）と堤高（87m）との比が 100：33 となり，谷形は開いていて，狭い方ではない。河川敷の幅は 20m，右岸側には山際まで50m 幅の低地が続き，そこから急斜面（42°）となる。左岸側はすぐ斜面となるが，地表勾配はいくらか緩い(38°)。

河岸および山腹斜面に石英斑岩が露出し，河床には多少の砂利・円礫類の堆溜をみる。慢然と通行した筆者には，良好な地点のようにみうけられた。たゞこの河谷は前述のように類まれな直線状の峡谷をなすのみでなく，その北方延長線上に支川の古頃川の谷が連続しており，両川の分を合計すれば，この直線谷の全長は約9km に達する。通常このような直線谷が存在するときには，その谷筋沿いに断層線が通過する例が多い。したがつて，この直線状の谷筋沿いに断層線が通過する疑いもなくはない。もちろんこの地点で本格的な地質調査をしなかつ

たので，断層露頭らしいものの確認はしていないが，左岸寄りの低地の存在が多少気にかゝつた。

江川水系の治山・治水関係の調査を担当した渡辺和衛の談によれば，低水期にこの近傍の河川比流量を実測して(第4図参照)，木屋原盆地で3.8t，須川部落前の橋下で4.9t，濁川部落附近で3.1t，それから古頃川筋に入つて古頃部落では 9.0t，甲野邑で 3.8t という比流量 (per 100km², per S) を得た由である。すなわち古頃部落で得た9tという比流量が他の測水箇所のいずれの値よりも多く，須川の4.9tという値とともにこの直線谷に沿つて搾出されて加わる水の量が異常な値を示した。この事実は断層破砕帯の潜在を物語る一つの証左ともみられるし，なお渡辺の踏査によれば，古頃部落の上流では，山の荒廃が目立つていた由であるから，あるいはこの直線谷沿いに地質構造線が伏在する疑念も相当に確率があるのではないかと考えられる。

いずれにしても，この地点には江川水系では最高の堤高を有するダムが建設を予定されているので，今後地質調査を厳格に実施する必要があり，さしあたり河川敷と谷底低地に約 50m のボーリング数本を打ち，双方の斜面には横坑を入れ，なおできれば河底トンネルを掘るなどして，深部の地盤探究を試みる必要を提言しておきたい。

第5図　比和川筋木屋原地点要図（A案）

2.4.2 木屋原地点（A案）

位置・計画概要：　木屋原の盆地の出口に，満水位を415m とする高さ 38m のダムを築いて，約2,260万tの水を湛える案である。池の左岸から南方に向かつて4.2km の隧道を掘つて，須川部落まで導き，こゝで7,800kW の発電を行なつてのち，その放水を5.2km 南西方に濁川部落まで導き，もう一度落水させて 5,750 kW の発電を行なう。両発電所を活用すれば，年間6,500万kWhの電力量が得られる。

筆者は木屋原地点の調査のため，ダムサイトに踏込んだところ，地主から立入禁止の指示を受けた　比和町助役の白根氏らの調停を依頼して丸1日間待機したが，ついに地主の容れるところとならず，やむなく調査を断念して帰つた。県道上を歩いた際の印象をもとにして，以下ダム地点の説明をしておく。

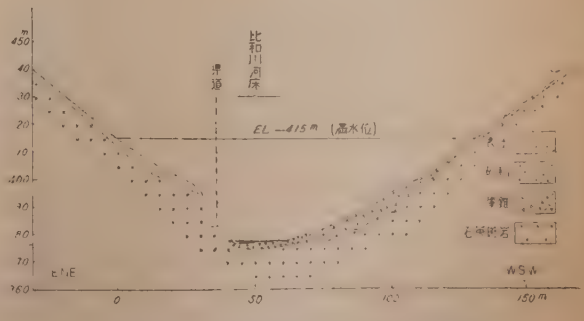
地形・地質：　左岸側の下半が高さ 15m 位の急崖 (75°) をなし，上半は緩斜面 (35°) を示していたのに対し，右岸側斜面はより一層緩やかな地表勾配 (25～30°) を示していた。満水位で截つた谷断面形は非対称で，堤頂長 (132m) と堤高 (38m) との比は 100：29 という値となり，地形的には必ずしも有利な地点ではない。

左岸の断崖に石英斑岩が露出していたが，上半の緩斜面には土被りが厚いようにみえた。右岸側は植被（草地）に覆われ，中段以下は表土の下に厚い崖錐が発達しているようにみえた。したがつてこの地点は，地形図のみで算定したダム体積を約5割増に修正するくらいの必要があると思われた。

2.5 西城川上流筋ダム地点

2.5.1 落合地点（B案）

小支流桜河内川が油木川（西城川）に注ぐ出口に，容量 100,000 t の小調整池を設け，油木川・長者原川の流域の水を水路で集め，こゝから 3.8km の隧道で備後落



第6図　比和川木屋原地点推定地質断面図

合駅の西方1km辺りの所に落し，出力4,600kWの発電を行なう(第1図)。

この桜河内川の溪口を扼するダムは，高さ僅かに12mの低いものであり，堤敷には花崗岩がでている由であるから，建設にはなんらの問題も起こらないであろう。

2.5.2 美古登地点（A案）

備後落合駅の北西方1.8kmにあたる油木川の溪谷に位し，こゝに堤高40mのダムをつくつて，容量6,500,000tの貯水池を湛え，南方に5kmばかり導水して，4,200kWの発電を行なう。この計画は流域が小さいうえ，サイトの谷幅が広すぎ，経済的とはいえず，また水没する鉄道の補償が難点であり，結局実現性のない案であつた。

3. 出羽川筋の水力開発地点

3.1 序説（流域の地勢）

出羽川の中流の川渕部落から今西部落にかけて，流路が南方へ急折する辺りは，両岸の山容が相迫つて，ダム建設にはこの川筋では第一の好適地となつている。こゝから北東方面に比高僅かに＋55mの水落峠を越せば，約3kmという短い距離で江川本流沿いの宇都井に達せられる。一方出羽川は今西から12kmの屈曲流路をとつて西之原附近にて江川に合流する。今西—西之原間の直線距離は6kmである。宇都井でも西之原でも，江川の標高は100mを僅かに切る値を示している。今西附近の標高は200mであるから，この100m余りの落差は，水路延長の短い今西→宇都井ルートを選ぶのが順当である。

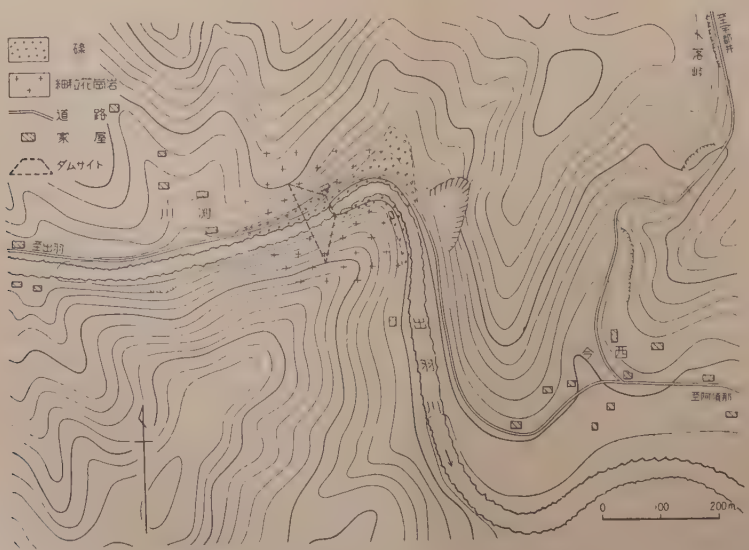
そこで今西附近にダムを設ける場合，満水位をどの位の水準にとるかが問題となるが，同地点の地形，とくに左岸側に平坦面がある関係で，250mが限度となるし，また上流側にあたる出羽村の人家・耕地は主として標高255mより以高に分布している関係で，それらの水没を避けるために貯水池満水面を250mに限定しなければならない。

3.2 開発計画

こゝにおいて出羽川の水力開発に際しては，今西地点に堤高50mのダムを築き，水路を北東に延ばして宇都井附近で発電させるのが，最も妥当であることがわかる。今西地点で締切ると，集水面積は122km²で，湛水量は約1,320万tの池ができる。左岸から取水して，2.5kmの圧力隧道により郷土（宇都井より約1km上流側）に落して，最大出力15,000kWのピーク発電を行ない，0.7kmの放水路を通じて，江川貯水池(目下計画中の高梨ダムで締切る大貯水池)に放水させる。この案では年間発電力量は，5,130万kWhが見込まれ，水没補償物件も人家20戸，耕地10町歩ですむから，きわめて有利なダムサイトである。

3.3 今西地点の地形・地質

地形： ダムサイトは谷底に平地があり，右岸側は僅かな平夷地を隔ててすぐ急斜面となるが，左岸には川に沿つて県道が通じ，ついで幅20m位の耕地を隔てて急斜面に替わる。ダム中心線で切つた谷断面について，堤頂長（147m）と堤高（50m）の比は100：34となり，



第7図 出羽川今西地点地質要図

第8図　出羽川今西地点推定地質断面図および左右両斜面トレンチ掘さく状況図

谷底平地のあるためにあまり良い値とならない。しかし両斜面はかなり急で，左岸側は下段で 37°，上段で 52° の勾配を示し，右岸側は下段で 45°，中段で 38°，上段で 35° の勾配となり，谷の断面形は鍋底型をなしている。なお左岸の上方，標高 250～280m の辺りには，古い高位準平原の遺物とみられる平坦地が残つている。

地質： 低平な谷底には，出羽川の運搬した土砂が堆積し，段丘状を呈している。両斜面の土被りは中庸の厚さ（1～3 m位）に達し，とくに左岸中段以下には，風化土層の上にさらに上方から崩落してきた崖錐が溜つている。これは前述したような鍋底型の渓谷に起因する不安定な地形の所産である。

表土および崖錐を取り除けば，細粒花崗岩 (micro-granite) の地山が現われる。左岸側では上方にゆくほど地表勾配が急となるために，標高 230m 以上は転石類により薄く被覆され，標高 240～250m にかけては直接地山が露われ，土被りを欠如する。右岸側斜面には堤頂位まで土被りがあり，裸岩となつてはいない。

ダム中心線に沿い左岸側斜面の河床よりの比高＋30m（標高 230m）と比高＋17m（標高 217.6m）の 2 カ所で，トレンチ掘り，ついで右岸側斜面の河床よりの比高＋10m（標高 210m）および比高＋22m（標高 222.5m）の 2 カ所でトレンチを掘つて，両斜面の風化状況を調べてみた。以下これら 4 つのトレンチ掘りの状況を記す。

左岸斜面，中段トレンチ（標高 230 m，奥行 1.7m）

表土は薄く 0.4m 位で，そのなかには崖錐，転石類が混在していた。表土の下に，厚さ 0.2m の土壌化した花崗岩があり．さらにその下は新鮮な花崗岩となつた（第 8 図の a）。

左岸斜面，下段トレンチ（標高 217.6 m，奥行 3.0m）

地表から厚さ 0.6m の崖錐が溜り，その下に厚さ 0.9 mの黒色土が現われ，さらにその下に夥しい玉石類を含んだ黄褐色土壌が現われた。この黄褐色の土は 3.0m 以上掘らないかぎり，基盤に達しないであろうと推定された。この黄褐色土は花崗岩の風化生成物であるマサであり，最上層である崖錐は上方より落下した転石・砕岩の類である。このトレンチにより，左岸斜面の裾の部分は，少なくとも奥行 5 m以上掘らない限り，新鮮な岩盤に当らないと推定した（第 8 図の b）。

右岸斜面，下段トレンチ（標高 210 m，奥行 1.8 m）

黒色の表土の厚さは 0.3m，その下には角礫を混じた岩屑が 0.4m たまり，さらに厚さ 0.4 m のマサが現われ，結局地表から 1.1m で多少風化した花崗岩の基盤に当つた（第 8 図の c）。

右岸斜面，中段トレンチ（標高 222.5 m，奥行 1.95m）

黒色表土の厚さは 0.73m あつて，その直下には角礫混りの岩屑が 0.33m の厚さを示し，さらに 0.2m のマサを隔てて，やゝ風化した花崗岩の岩盤に達した（第 8 図の d）。

右岸側の 2 つのトレンチ掘りにより，右岸側斜面は下から中程まで，相似た風化状況を示していることがわかつた。すなわち新鮮な花崗岩の岩盤に到達しようとするには，2～3 mくらいの削取りを必要とすることが推定された。左岸側の 2 つのトレンチ掘りにより，左岸斜面は中程から上方は被覆物は薄い（1 m以内）が，中段より以下は相当の掘さく・削取（4～5 m）を要することがわかつた。

花崗岩のダムサイトとしては，この程度の削取量で，堅硬な岩盤に達せられるのであれば，むしろ良好すぎる位の地質状況といわなければならない。

ダムサイト近傍には，断層のような疵はみつからなかつたが，たゞ河道が南方へ急に屈曲する部分の右岸側低位置に（ダム中心線より下流約 100m の箇所），生々しい地すべりの跡がみられたが，これはマサの粘土質部分がすべつているもので，基盤そのものとは無関係のものと推測された。工事に先立つて，一応はボーリングなどにより基盤との関係を確認しておくことが望ましい。

今西地点から北東に向かつて郷土発電所予定地点までの水路予定区間 2.5km に沿い，地表踏査を行なつたところ，水落峠より以北は，細粒花崗岩は石英斑岩に漸移し，一層強固な岩盤を形成していた。隧道掘さくにはなんらの支障も困難も生じないであろう。

〔附記〕

角谷地点（第 1 図参照）： 宇都井の北 3.5 km で江川に注入する角谷川は，その上流が二股に分かれており，双方の渓谷ともに絶好なダム地点が存在する。北股（堤高 55m）の滝明神の近傍は深くえぐられたV字谷をなし，新鮮な花崗岩が露出している。南股のダム地点（堤高 60m）はなお一層狭く深いU字谷を示し，底から両斜面上方にかけ，アプライト（半花崗岩）の一枚巌を形成し，斜面の勾配は 70° を超え，アーチダムの建設が充分可能な地点であつた。たゞ角谷川は流域面積がきわめて小さく (45km²)，かつ満水面を 250m とする場合に，水没する戸数が 100 戸を超えるということが玉に疵である。したがつて，この 2 つのダムサイトを締切つて水を溜めるためには，出羽川筋の水を流し込むか，あるいは江川大貯水池（高梨ダム）の工事完成後に，豊水期の池の水を汲上げておいて，渇水期に放水発電する揚水式発電所を設け，揚水式貯水池として利用するしか利用方法がない。そうすれば，ピーク発電所として，50,000～

100,000kW 級の発電所がつくられよう。いまのところ角谷地点は具体的な開発計画は完成していないが，将来必らず利用される地点である。なお出羽川の水を流し込む案は，今西→郷土の計画が優先するから，実現性はないとみられている。

4. 井原川筋の水力開発地点

4.1 序 説（流域の地勢）

井原川は出羽川に比較して流域標高が低く，低い分水嶺で相接しているために，出羽川の水を流域変更して井原川の谷に落下させ，落差を稼ぐことができる。筆者の実地踏査当時には，この種の流域変更案が 2 つ計画されていた。第 1 案は，出羽川の中流の下伏谷（今西地点の上流約 4 km）で取水して（max. 7t/sec），西北西の方向に約 11km の隧道で井原川筋の嶺越（断魚溪の川下 2km）まで導水し，約 180m ばかりの落差で 11,000kW 発電させる水路式の発電計画（島根県案）である。第 2 案は，出羽川の上流の下田所から max. 4.5t/sec の水を井原川最上流の臼谷に約 67m 落水させて発電させ，その放水を日向ダムの貯水池に入れ，ついでこの貯水池の水は江川沿岸の因原まで 9km の水路で導いて，190m の落差によりもう一度発電させるもので，この方は公益事業局で計画したものである。

第 1 案は水路式であつたので調査を見合わせ，第 2 案の日向ダム地点の調査を実施した。

4.2 計画の概要（日向地点）

日向地点は井原川の上流に位し，日向の盆地から井原・矢上の盆地に流下する狭隘部を締切るダム予定地点である。こゝで締切つたのでは，流域面積は僅かに 28km² で，水量が不足するので，出羽川の最上部を編入して，集水域を 84km² とする前記の分流案が考案された。

それは下田所の取水地点（標高 307m）から，北西に約 2 km のトンネルを掘つて，日向貯水池に放水し，その際 1,760 kW の発電ができる（臼谷発電所）。日向貯水池の満水位標高を 240m にすれば，ダム高は 45m で，湛水量は 10,300,000 t となる。この池の水を右岸から取水し，因原（標高 36m）まで導いて，最大出力 7,920 kW の発電を行ない，江川に放流する。臼谷・日向の両発電所の年間発生電力量は，51,670,000kWh となる（第 1 図参照）。

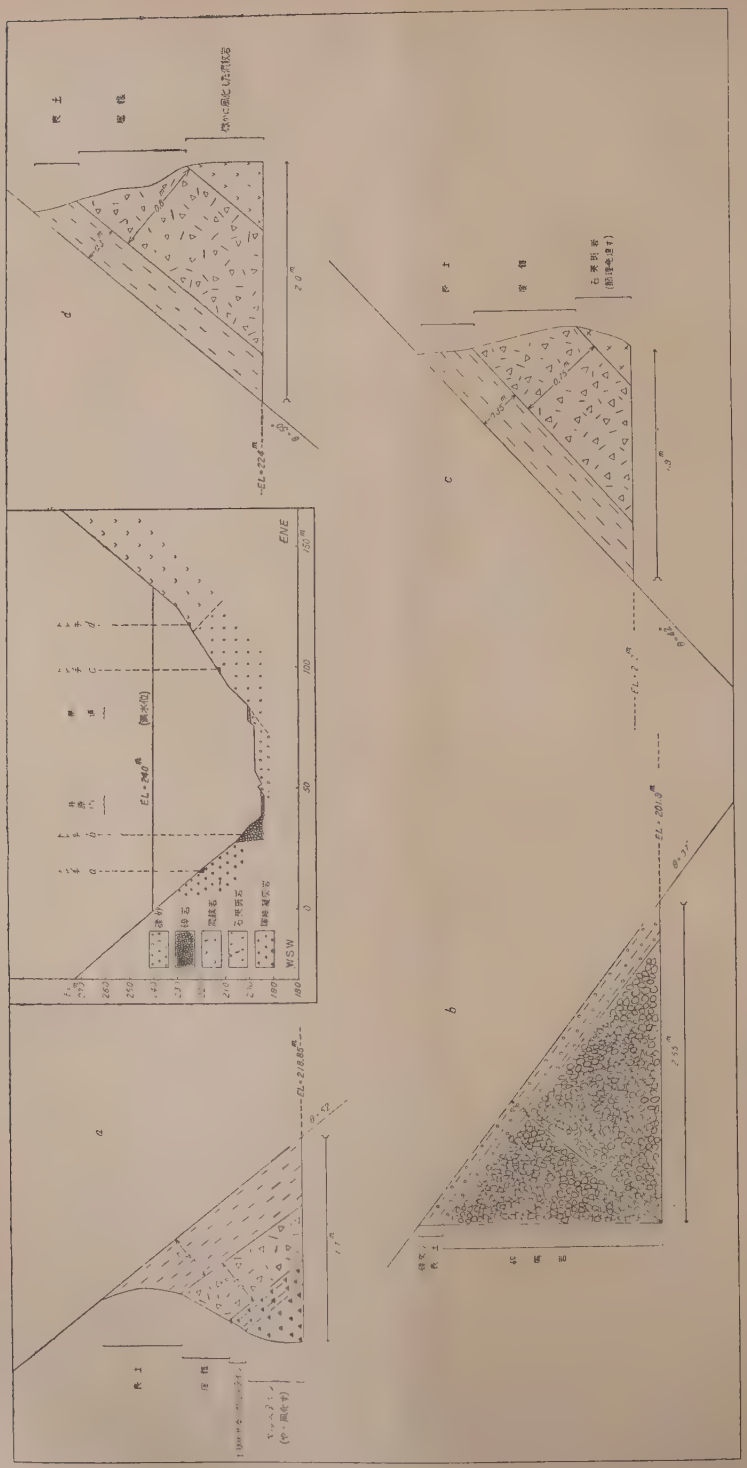
4.3 地形・地質

日向地点は両岸相迫つてはいるが，谷断面形は倒梯形を呈し，谷底の幅は 47 mに達する。堤頂長（136m）と堤高(45m)との比は，100：33 となり，谷が少し広い。左岸側斜面の直下を井原川が流れ，右岸側斜面の裾には県道を通じ，両者の中間は段丘状になつている。

谷底には井原川が運搬した土砂が厚く堆積しているが，両斜面とも上被りは割合に薄いようにみうけられた。地山は石英斑岩ないし流紋岩など石英・長石類に富んだ火成岩（珪長岩）からなることが知られ，右岸側県道の片側には石英斑岩が露出している。

中心線に沿い右岸斜面には河床よりの比高＋17m（標高 212m）および＋29m（標高 224m）の 2 カ所に，そして左岸斜面では河床よりの比高＋7 m（標高 202m）

第 9 図　井原川日向地点の地質要図



第 10 図　井原川日向地点推定地質断面図および左右両斜面トレンチ掘さく状況図

および+24m（標高 219m）の2カ所において，トレンチを掘つて，地盤の状況を確かめてみた。左岸側中段に輝緑凝灰岩（シャールスタイン）が現われたのは意外であつた。以下トレンチの細部にわたる説明を述べよう。

右岸斜面，中段トレンチ(標高 212 m，奥行 1.9 m)

表土の厚さ 0.35m で，続いて厚さ 0.75m の崖錐層があり，さらにその下位には節理のよく発達した石英斑岩の地山が現われた(第10図のc)。

右岸斜面，上段トレンチ(標高 224m，奥行 2.0 m)

0.3m の表土層の下に，厚さ 0.8m の崖錐層を隔てて，流紋岩のやゝ風化したものが現われた。右岸斜面の地表勾配は上半が急で(50° 位)，下半が緩やかである(30～40°)が，この傾斜の変換は岩盤の物理性の差異に影響されているものと思われた(第10図のd)。

左岸斜面，中段トレンチ(標高 218.85m，奥行 1.7m)

厚さ 0.3～0.4m の表土の下に，厚さ 0.4m の崖錐層が溜り，その下には風化の進んだ輝緑凝灰岩の地山が露われた。この岩は始め紅褐色土状を呈していたが，掘り進むにつれて暗緑色の岩に変つた。帰庁後の検鏡の結果では，石英・輝石・斜長石などの角張つた砕片からなる凝灰岩であり，輝石は変質して多く緑簾石に変わつていることがわかつた(第10図のa)。

左岸斜面，下段トレンチ（標高 202m，奥行 2.65m)

全部破砕された岩片からなり，厚さ 1.5m までに地山らしいものに当らなかつた。すぐ直下を井原川が洗つているにもかゝわらず，岩盤が出ないことは注意を喚起させるに充分であつた(第10図のb)。

以上のような簡単な調査成果から日向ダム地点の地質を判定すれば，右岸側は珪長質の岩石からなり，左岸側にはそれに先立つて噴出したやゝ塩基性の岩石（輝緑凝灰岩）からなり，ちようど谷間が両者の移り変わりの区域にあたつている。左岸下段の砕屑岩については，成因的にはいろいろと推定もできようが，いまこれを問わないこととし，とにかくこの地点はダム地点としてはあまり好ましいものとは思えない。試錐を谷底に数本下してみる必要があろう。

井原川単独開発計画

筆者の踏査が終了してのち，井原川筋の開発計画に関し，流域変更の政治的困難，水没補償費の嵩みなどの問題がでて，計画の再検討が行なわれ，第4次水力調査も幾度か変遷を重ね，一応日向地点の開発案は見送りとなつた。代案としては，次に示すような小規模のものに変わつている

井原川地点（第1図参照）

日向地点より約 4km 下流，断魚渓の入口にあたる地点に，満水面標高を 150m とする高さ 10m の低ダム調整池を建設し，矢上川・井原川の水を集めて容量を 200,000 t とし，右岸より取水し断魚渓の東側の山地を直線水路（延長 2.7km）で下流に流下させ，落差 124 mをえて，そこに最大出力 5,480kW の井原川発電所を設け，年間 22,340,000 kWh の電力量をうる。

井原・矢上両盆地の人家・耕地の水没を避けるために，ダムの高さを極度に低くしたので，土木地質的にはほとんどなんらの懸念のない計画となつた。該地点は流紋岩から構成され，相当高いダムでも建設可能の箇所である。この池の流域面積は 75km² しかなく，しかも流量の少ない河川なので最大使用水量も 5.7t/sec 程度に抑えられた。出羽川の分流ができなければ，結局この位の計画で満足しなければならないであろう。

5. 結　言

江川本流筋で約 19 万 kW の電力を開発するための貯水池のダムサイト（高梨・川本・川越）は，すでに電源開発会社の手で，地質精査が完了しているので，支流の西城川・比和川・出羽川・井原川・角谷川などで，総計17万kW の電力を開発するためのダムサイトにつき，踏査した結果を記述した。なおこのほか，八戸川筋(18,500 kW）は日数不足のため，可愛川筋（40,000kW）は地元民の反対のため調査を省略した。

1) 西城川下流と比和川中流と西城川上流とを適当に結び合わせれば，総計 94,600kWの水力開発ができる。西城川下流の**下金田地点**は，堅硬な花崗斑岩からなり，土被りも薄く，断層などの疵もなく，基盤は支持力充分で，計画高 54m のダム地点としては優秀な箇所である。**比和川地点**は石英斑岩の露出する所で，この直線状河谷沿いに断層が通る疑念が，河川比流量のアノマリなどでも推定された。ことにこゝは江川水系で最高の 87m という高さが予定されているので，着工に先立つて試錐・河底隧道などによる検討を行なつておく要がある。別案の**木屋原地点**（堤高 38m）は石英斑岩からなるが，右岸側の崖錐量が大きく，掘さく量が予想外に大きい見込みである。西城川上流の地点はダムも低く（12m），問題はない。

2) 出羽川筋は，今西地点から江川沿岸宇都井に直接落すようにすれば，15,000kW の開発が経済的に実施できる。**今西地点**は細粒花崗岩からなり，左岸斜面の下段に崖錐をみるほかは，土被りが薄いから，これを削り取つて 50m のダムの建設は容易であろう。ダム中心線上り下流 100m の右岸に，マサを切る小地すべりがみられたが，基盤には無関係であつた。

3) 井原川筋は流域面積が小さく，かつ水量が乏しいので，出羽川の上流を分水してこない限り，10,000kW 級の水力開発は望めない。分流案の日向地点は谷が広すぎ，かつ谷底の段丘堆積物が厚く，また右岸の隼長閃岩は良好な地盤を示したが，左岸の風化した輝緑凝灰岩はあまり良い地盤を構成しておらず，推奨に価する地点とはいえない。

4) 角谷川の中流北股と南股に絶好なダム地点があり，前者は花崗岩，後者は半花崗岩からなり，満水位標高 250m で切った場合，前者は堤高 55m，後者は 60m で，堤頂長は僅かに北股で 123m，南股で 100m である。堤体容積が著しく少なくてすむから，すこぶる経済的なダムサイトである。将来高梨ダムができたのち，豊水期に江川貯水池の水を揚水しておき，渇水期にピーク発電（46,000kW 以上）ができるから，角谷のポケットは今後重視されるであろう。

(昭和 31 年 10 月調査)

文 献

1) 広島通産局公益事業部：中国地方未開発水力地点一覧表，p. 1～22，1956

2) 経済審議庁計画部：江川地域総合開発主要根幹事業計画の調整に関する調査概要，p. 1～71，1953

3) 小林貞一：中国地方“日本地方地質誌”，朝倉書店，1956

4) 島根県・広島県：江川調査地域概要書（現況及び開発の構想），p. 1～11，1954

5) 山口鎌次：島根県石東地方の地質分布状況について，島根県特殊土地資料，No. 4，p. 1～36，1953

553.7+551.49(521.82):551.2:550.85

島根県三瓶火山地域の温泉および地下水調査報告

安藤　武*

Ground Water and Hot Springs in the Sambei Volcanic Area, Shimane Prefecture

by
Takeshi Andō

Abstract

Most of underground water distributed around the Sambei volcanic area is emitted from the boundary between loose volcanic materials and granite which is the basement rock of the volcano. The total discharge of ground water is about 87,000 ton/day corresponding to 70～80% of the total amount of rainfall in this area.

Hot springs of this area are divided into two groups; one is emitted from the volcanic materials, the other is emitted from granite. These are characterized by high content of Cl^- and HCO_3^- and strong radioactivity. It is a notable fact that the chemical characters of hot springs in this area are remarkably different from those of hot springs in other Quaternary volcanic areas.

要　旨

1)　三瓶地域には多数の温泉および鉱泉が分布する。これらは三瓶火山噴出物を湧出母岩としているものと，その基盤である花崗岩類を母岩としているものとがある。

2)　泉温は志学源泉の 42° C を最高とし，そのほか湯抱・小屋原・千原など，この地域の温泉群はいずれも多少温度が低く，充分に開発されていない。今後の開発利用には高い泉温のものを得ることが緊要であり，本調査でもこれを主眼とした

3)　この地域の温泉群は海岸よりやゝ離れた火山地帯のものであり，しかも低温性であるにもかゝわらず，温泉および鉱泉ともに成分の濃度が高く，かつそれらの成分は比較的類似している。その特徴は次のようである。

（1）　塩化物および重炭酸塩が多い　泉質は中性泉であり，土類含有食塩泉ないし重曹および土類含有食塩泉に属する。

（2）　炭酸ガスが多い。ガス（CO_2 のほかに N_2 なども伴なわれるのでないかと思う）は過飽和状態にあり，湧出口では多量のガス気泡を遊離している。

（3）　放射能が高い。湯抱・千原温泉は放射能泉として知られ，とくに池田鉱泉はラジウムエマナチオンの含有は世界一と称せられているほどである

4)　三瓶火山は浸透性の強い地質からなる　天水の大部分は深くまで浸透して地下水となり，これが火山噴出物と基盤岩との境界附近に相当する火山周辺地帯で，いわゆる基底湧水として流出している　その湧水量は全体で通常 80,000～90,000m^3/day に達している。

この水量はこの地域の雨量と 24km^2 の地形・地質的集水面積からの地下水としてはかなり大きな水量であり，同時に三瓶火山体の水理の状況を示している。

5)　火山体内には割合に地下水の多いことは明らかであるが，基底湧水背面の高原地帯で地下水を利用することは，地下水位が深いことなどからみて著しく困難である。

6)　三瓶火山の高所では一般には湧水に乏しい　しかしながら地下水が，局部的に不透水盤に支えられて山体中腹部に湧出してしまう，比較的不安定な湧水がある。このような地下水の機構を理解することによって，ある程度高原で利用する水源を確保することができる。これらの型の地下水が得られる地帯は，志学・緑ケ丘・机が脊および北の原の水源である。

* 地質部

1. 緒　言

本調査は江川総合開発地域地質調査の一環とし，また島根県の受託調査を併せて行なつたものである．

2. 地　質

三瓶火山は大山・大江高山などとともに白山火山帯に属し，島根県のほゞ中央，出雲と石見の境界に位置する規模の小さい火山である。鏡状の男三瓶（標高 1,126.4 m）・女三瓶（957 m）・子三瓶（961 m）・孫三瓶（907 m）の四峰が環状に連なり，これらの中央には「室の内」といわれる東西約 1 km，南北約 1.3km の大窪地をもつ。「室の内」の南隅には「室の内池」と称せられる一小池があり，池の西方孫三瓶の麓に接する所には「鳥地獄」と呼ばれる炭酸ガス噴気孔が存在する。同火山の西・北および東の山麓には比較的広い高原が分布し，火山四囲の花崗岩台地上に屹立する，鏡状形の火山地形と裾野のおりなす優美な地形によつて一般によく知られた名山である。なお三瓶火山地域を水源として，早水川・静間川・三瓶川・藤木川および角井川の 5 水系が周辺に発達している。

この火山の有史後の活動については，いい伝えとして，天武天皇の白鳳 13 年（680年）に山頂が 3 分して男・女・孫三瓶となり，同時に三瓶西麓の浮布池ができたといわれている。しかし，これらは明らかでなく，おそらく噴火あるいは爆発というよりは大規模な山崩れが発生したものらしく，有史後火山活動は比較的平穏な状態を維持していたもののようである。この火山は基盤である花崗岩台地にカルデラが形成され，次で数次の火山活動によつて三瓶火山ができあがり，その後長年にわたる著しい風化水食によつて火山形態を変貌してこんにちの形態を呈するに至つている。

2.1 基盤岩

三瓶火山の基盤は，中国地方に広く台地を形成している花崗岩類が大部分を占め，これらは火山を取り囲む丘陵地帯を形成している。たゞし台地の上部は一般に三瓶火山噴出物によつて薄く覆われている．

花崗岩類の岩相は，漸移関係にあると考えられる細粒花崗岩・半花崗岩のほかに，石英斑岩・花崗斑岩からなる。これらの概略の分布は，三瓶火山周辺の北部から西部にかけては粗粒の石英斑岩が多く，北部から東部および南西部一帯は細粒花崗岩を主とする。そのほかに三瓶火山北部の茶臼山附近には，閃緑玢岩ないし石英閃緑玢岩が，権現山・森田山周辺には珪長岩が僅かに分布する。

2.2 三瓶火山噴出物

三瓶火山の噴出物は，岩相の変化が少ないこと，火山放出物の多いこと，あるいは水食の著しいことなどから，これを細分することは少なからず困難である。こゝでは次の程度に分類した。

2.2.1 火山放出物類

熔岩と同じ石英安山岩質の角礫・砂・火山灰および浮石からなる。このようなものが三瓶火山の大部分を構成し，とくに粗い角礫状を呈するものが最も多い。早水川流域などにみられるように，これらが水によつてかなり遠くまで運ばれ，渓谷を埋積しあるいは段丘となつているものがある。なお所によつては火山灰を主とする所がある。また浮布池周辺および志学からその東部一帯にかけては，部分的であるが挙大から人頭大の浮石のみからなる地層が分布する。この浮石は軽量ブロックなどの原料として稼行できる。以上の火山放出物層およびこれと関連する崖錐あるいは扇状地堆積層をこゝでは総括して火山放出物類として取り扱つた。

2.2.2 三瓶熔岩

紫蘇輝石含有角閃石黒雲母石英安山岩で，過石基多孔質であり，斑晶は長石（0.3～0.5cm）が最も多く，黒雲母・角閃石（0.3～0.8cm）がこれに次ぎ，多少の石英を含有する。珪酸の含有量は 66% にも達する酸性の安山岩である。基盤の花崗岩類を捕獲岩としてかなり多く含んでいることが特徴である。熔岩には男三瓶など三瓶主峰のドームを形成するもの，日影山ないし大平山を構成するもの，志学の寺の附近に分布するもの，久部の北側に分布するものなどがあるが，岩質はほとんど同じであり，これらの新旧を区別することが困難であるので総括して三瓶熔岩とした。

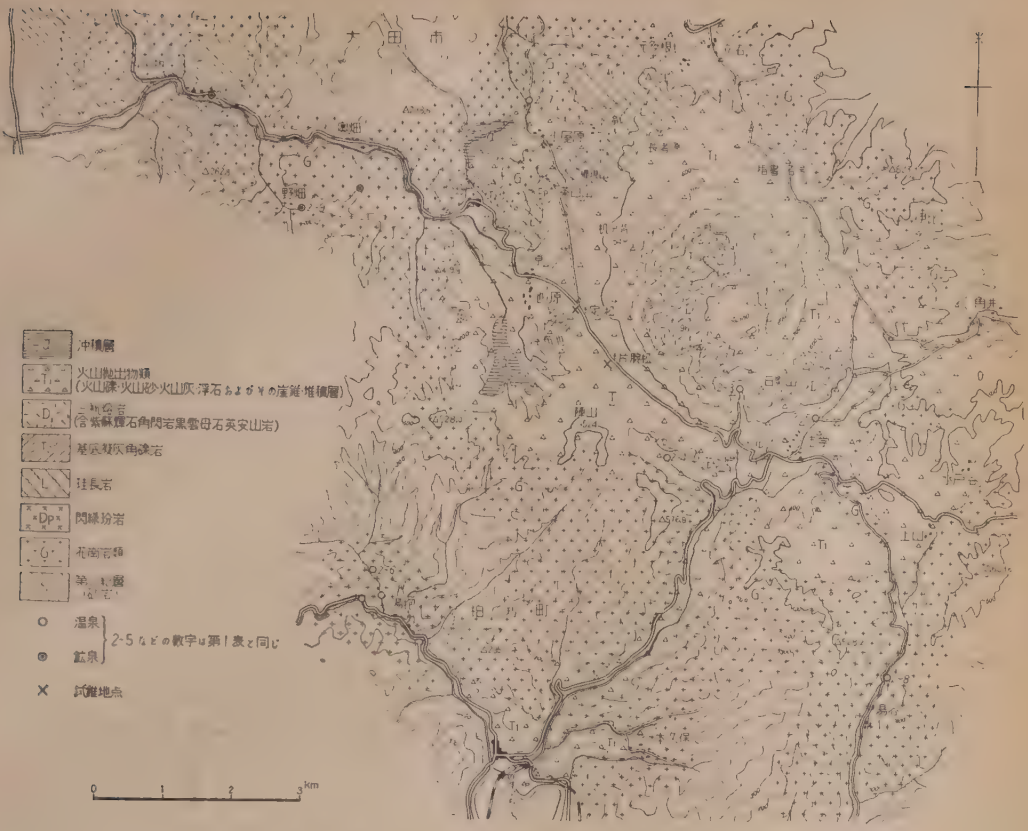
2.2.3 基底凝灰角礫岩

石英安山岩の砂・礫・浮石などとともに，基盤である花崗岩・半花崗岩・玢岩などの 1～3 cm 大の角礫を含むことが特徴である。浮布池の周辺，池田・小屋原の附近などに僅かにみられる。

3. 温　泉

三瓶火山とその周辺には多数の温泉が分布する。いずれも溶存成分に富み，広い意味ではいずれも温泉であるが，こゝでは温度によつて温泉と鉱泉とに区別した。その分布は第 1 図に示した通りである。この地域の温泉は，入浴の適温より僅かに低いものが多いので，とくに泉温の上昇を目的として今後の開発利用に重点を置いて調査した。

3.1 温泉の湧出母岩



第1図　　三瓶火山地域の地質図

第1表　三瓶火山地域の温泉分析表

No	本文中	名称	温度 (°C)	電気伝導度 (μʊ/cm) 現地測定	電気伝導度 (μʊ/cm) 実験室測定 (12°Cにて)	pH	RpH	固形成分総量	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	2～3	志学温泉，元湯	41.4	5,000	3,070	6.4	7.1	2,738	1,154	369	15	120	60
2	2～4	久部温泉	29.5	6,050	4,500	6.0	6.5	3,446	1,709	641	42	128	75
3	2～5	松ガ平湧水	23.4	4,130	3,380	6.8	7.2	3,022	1,316	371	17	141	92
4	2～6, a	湯抱温泉，源泉	31.7	17,000	11,750	7.3	7.6	16,550	4,623	2,580	436	230	98
5	〃 b	〃　源泉附近鷺頭	27.3	11,100	—	7.7	8.0	—	3,171	1,824	306	—	—
6	2～7	小屋原温泉	37.8	7,700	4,770	6.7	7.1	5,378	2,506	1,018	252	314	82
7	2～8	千原温泉	34.0	15,400	7,700	7.1	7.6	9,050	3,717	2,184	383	232	45
8	2～9, a	池田鉱泉，3号泉	18.0	10,500	7,150	6.7	7.2	7,910	3,688	1,562	469	236	137
9	〃 b	〃　5号泉	17.5	6,450	4,650	6.7	7.1	4,996	2,293	928	275	212	89
10	〃 c	池田鉱泉奥の湯	22.1	11,100	6,900	6.8	7.2	8,228	3,660	1,523	326	504	113
11	2～10	小林鉱泉	16.6	8,700	6,250	6.8	7.4	6,476	2,846	1,682	605	284	120

分析：安藤　武（昭和31年11月，採水分析）　単位　ppm

温泉および鉱泉には三瓶火山噴出物を母岩とするものに，志学温泉・久部温泉・松ガ平湧水，花崗岩類を母岩とするものに，湯抱温泉・小屋原温泉・千原温泉・池田鉱泉・池田鉱泉奥の湯・小林鉱泉がある。

3.2 温泉の地域的特徴

泉温は志学源泉の42°Cが最高で，小屋原温泉は39°C，千原温泉は34°C，湯抱温泉は32°C，久部温泉は30°Cであり，鉱泉は17～22°Cである。調査時に採水した水の主要成分は，とりまとめて第1表に示した通りであり，Cl^-は志学温泉の1,100 ppmから湯抱温泉の4,600 ppmまであり，冷鉱泉でも2,000～3,600 ppmに及んでいる。またHCO_3^-も一般に多く，湯抱温泉では2,600 ppmに達している。遊離のCO_2については正確な量が測定されていないが，いずれもきわめて多く，湧出口ではガスの気泡となつて遊離している。小屋原温泉の如きは著しくガスを遊離し，入浴の際に皮膚表面に多量の気泡を附着させるほどである。遊離ガス成分にはCO_2以外にN_2なども伴われるように思われるが，これらのガス量についてはほとんど明らかにされていない。また，一般に高い放射性を示すことが特徴であり，池田鉱泉（1号泉は$Ra=36.4\times10^{-12}g/l$），湯抱温泉（$Ra=35.1\times10^{-12}g/l$），千原温泉などはとくに顕著であつて，ラジウム泉とも呼ばれている。なおまた，温泉についてはトリウム系元素の溶存が測定されているものがある。湯抱温泉および池田鉱泉附近の水酸化鉄を主とした温泉沈殿物・石灰華なども高い放射能を示すものがある。

この地域の温泉および鉱泉は，いずれもCl^-の濃度が高い特徴をもつている。海岸地帯・油田地帯には，海水あるいはガス水が混成した高鹹泉の分布することは普通であるが，三瓶温泉群のような位置・地質の所でCl^-濃度の高い低温性の温泉群が分布することは興味を引く。同時にこれらの温泉および鉱泉は，遊離のCO_2ガスを過飽和状態に伴い，かつCO_2と密接な関係にあるHCO_3^-がきわめて多く，また放射能の高いことなどは注目に値する。岩漿の揮発性成分から導かれたと考えられるCl^-，HCO_3^-，遊離CO_2および放射能などの顕著なことは，熱源となる岩漿の大小とは無関係に，岩漿自体がきわめて揮発性成分の多いものであつたと考えることができるようである。

このことは三瓶火山の特徴にも現われており，火山礫・砂・灰・浮石などの火山放出物を主とし，また岩石が一般に多孔質であることなどは，火山生成時の岩漿がすでに揮発性成分の多いものであつたと考えることができる。

3.3 志学温泉

3.3.1 現況

志学温泉は三瓶火山の南南東に位置し，山陰本線石見大田駅前からバスを通じ，一時間内外で達し，また三江線粕淵駅からもバスによつて達することができる。源泉地は早水川の支渓，湯の谷川の水源に相当し，侵食された小渓谷の奥にある。源泉の湧出範囲は狭小であるが，湧出量は頗る大量で現在2,000l/min以上に及んでいる。とくに洞穴泉と呼ばれる源泉は，古くからの大量の自然湧出である。なおこの源泉地帯では両側の山脚および山腹から地下水が湧出している。地下水の平水時の総湧出量は約3,000m^3/dayで，温泉の湧出量とほゞ同じである。とくに西側の山脚から湧出する地下水は良質であり，その一部は志学簡易水道水源として取水されている。この温泉源および水源地帯の見取図は第3図に示した通りである。

温泉はこゝから8″余の引湯管で大量に引湯され，志学上の湯温泉地区（鶴の湯・志学ホテル，その他旅館の内湯）と旧志学街の亀の湯で利用されている。最近さらに鉄道および教職員の保養所にも別に引湯されるようになつた。なお多量の温泉が湯の谷川に放流されている。

3.3.2 温泉の性質

泉質は土類含有食塩泉に属する中性泉である。現在，源泉温度は42°Cが最高であるが，浴槽では38～39°Cである。調査時採水したものの分析値は第1表の通りであり，またこの温泉の最も代表的な分析結果は第2表の通りである。

これを塩類表（鉱水1 kg中のmg）で示すと第3表の通りである。

第2表　志学温泉分析表

陽イオン						陰イオン				非電解質成分およびガス		
K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	HPO_4^{2-}	HBO_2	H_2SiO_3	CO_2
57.74	479.7	239.2	60.82	3.989	4.807	1009.	601.1	51.71	3.258	36.50	—	383.7

分析：島根県衛生研究所（昭和28年12月16日）単位 ppm

第 3 表

KCl	109.6	$Fe(HCO_3)_2$	12.7
KaCl	1220.7	$Mn(HCO_3)_2$	15.5
$CaCl_2$	339.8		2430.1
$CaSO_4$	72.8		
$CaHPO_4$	4.6	HBO_2	36.5
$Ca(HCO_3)_2$	379.1	H_2SiO_3	
$Mg(HCO_3)_2$	365.7	CO_2	383.7

昭和31年に行なわれたおもな源泉別の主成分分析結果は第4表の通りである。

第 4 表

No	源泉名	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^- ～CO_2	free CO_2	total Fe	温度 (°C)
1	元湯	1091.7	22.1	298.6	319.0	7.14	41.4
2	洞穴泉	980.0	〃	271.2	339.9	35.59	39.6
3	小湧泉	1019.2	〃	278.1	400.4	7.74	38～40
4	1号ボーリング泉	1185.8	〃	316.8	〃	6.54	41
5	志学温泉鶴の湯	1013.3	22.2	268.9	75.9	25.50	39.4
6	霊炭酸泉	154.8	4.4	68.4	368.5		15.3
7	湧水（地下水）	9.8	tr.	15.9	8.8		13.3

分析：島根県衛生研究所　単位 ppm

註1) No.5 は志学の引湯泉で No.2 を主とし1.4 の混合泉

2) 温度は昭和31.11.4 における調査を附記

温泉は著量の鉄およびマンガンを含み，とくに鉄は $Fe^{2+} \longrightarrow Fe^{3+}$ に酸化され，浴槽では赤褐色の不溶性鉄塩を析出して浮遊あるいは沈殿している。このため温泉は混濁し，著しく不透明となり，また入浴でタオルを赤褐色に汚染する欠点を有している。とくに古くからの源泉である大きな湧出量をもつた洞穴泉は，試錐による源泉に比較して著しく多量の鉄を含んでいる。鉄と同時に重炭酸マンガンの一部も酸化分解されて不溶性のマンガン塩となつて析出している。

3.3.3　温泉の湧出状況

源泉地帯を構成する岩層は，石英安山岩質の火山灰・砂・礫・浮石などの厚い累層からなる。昭和31年に初めて温泉開発の目的をもつて深度 40m の試掘（1号試錐）が行なわれた。このときの地質柱状図は第4図に示した通りである。その後昭和32年にふたゝび深度 150m 程度の試掘が2本行なわれた。2号試錐は洞穴泉の南西約 40m の地点で垂直に試掘された。3号試錐は洞穴泉の北東約 25m の地点でほゞ1号試錐と同じ地点から山手に向かつて N10° E 方向，45° 傾斜の斜掘りが行なわれた。これらの試錐結果によると，深度約 38m 附近から約2mのマンガン層を伴う青褐色～赤褐色の粘土層にあたつた。それ以外はほとんど砂礫質のものからなり，とくに堅い岩には遭遇していない。なお洞穴泉の南東の山手にはマンガン鉱層を分布する。過去の調査[6]によると，そのおもな露頭は洞穴泉の南東約 60m 内外の所にある小支渓に沿つて分布し，延長約 50m，幅 15m 内外の間に露出し，厚さは 0.05～1.2m で平均 0.35m であり，品位は Mn として 10% から最高 52% 程度である。これらのマンガン鉱層は，過去の温泉作用と密接な関係にあるものと考えられる。洞穴泉の横坑内あるいは湯の谷川の川床などに水酸化鉄・酸化マンガン・石灰華などの温泉沈殿物を認めることができる。

洞穴泉は幅約 2 m，高さ約 1 m，奥行き約 10m の洞穴の奥から自然湧出している。これは古くからの志学源泉であり，その湧出量は 1,500*l*/min 内外である。洞穴内は温泉から遊離した刺激性の火山性ガスによつて満たされている。現在泉温は 39.6° C であるが，大正14年頃の調査によると 48° C であつたとされている[6]。そのほか試錐孔以外に洞穴泉の南西部には，約 40m にわたり温泉の小露頭を点在する。また，1号試錐の西側からは霊炭酸泉と呼ばれる地下水が少量であるが湧出している。これは温泉の影響を受けた地下水であり，多量の炭酸ガス（約 370 ppm）を含んでいる。

温泉の湧出は「室の内」の鳥地獄（志学源泉の北方約 1 km，冷ガス噴気孔）などとともに三瓶火山の火山作用の末期現象であるが，古い記録によると明治5年の石見大地震と関連して次のような興味あることが記されている[2)8)]。

「志学温泉はもと温度低くして，殆んど入浴に供す可からざるものなりしが，明治5年石見大地震の時より俄然温度を高め，今日に至りては泉源より引水すること8町の遠きに至るも尚2・3時間放冷するに非ざれば入浴に堪えざるに至れり。尚年を追つて上昇するの傾向ありという。」

また鳥地獄についても大正末期には「数年前より著しくその勢を減じ，かつその噴出面積も小となれり」とある。

3.3.4　志学温泉の開発について

志学温泉は三瓶地域で最も主要な温泉である。この温泉における課題は，泉温をさらに数度上昇させること，温泉中の鉄分を減少させて混濁を除き去ることである。湯量は豊富であり，また試錐によつて容易に多量の温泉を自噴させることができるのでとくに問題はない。

源泉から志学温泉まで 1 km 以上引湯されているが，急勾配のため流速が早く，かつ湯量も多いために引湯に

第 2 図　三瓶火山地域の湧水および水系分布図

よる温度の低下は 0.5～1.0° C の僅かである。源泉温度の最高は 42° C であるが，引湯される温泉は洞穴泉を主としているため，源泉地ですでに 40° C を切る程度になつている。したがつて，志学温泉の浴槽では 38～39° C であり，とくに冬期には泉温の低い欠点がある。主として高温の温泉を取得する目的をもつてすでに述べたように，3 本の試錐が行なわれたが，この結果によると地温の上昇はきわめて緩慢であり，とくに 2 号試錐の深度 150m の垂直掘りでは深部で逆に温度が低下した例すらみられたといわれる。しかしこの程度の試錐だけでは，地質的に比較的類似した群馬県伊香保温泉などの例もあり，全く試錐によつて高温泉を得ることが不可能と断定することはできない。さらに深部で急に温度が上昇することがあるか否かはまだ残された課題である。これらの試錐結果を検討すると，地質的にみて，多孔質粗鬆の火山放出物層がきわめて厚く，冷地下水の影響は著しく大きい。そのために，一般の温泉と同じように取り扱うことは少なからず無理であり，温度上昇を試錐に期待することは不可能でないにしても困難であることはある程度明らかにされた。したがつて，泉温についてはかならず

第3図　志学温泉および地下水湧出地帯の分布図

しも試錐によらず湯量が多いので，例えば「ヒートポンプ」を利用することを考慮してもよいようである。

鉄分の多い源泉は洞穴泉であり，洞穴泉を主要源泉としているので現在の志学温泉は著しく混濁している。試錐によつて得られる源泉は洞穴泉より鉄分が少ないから，洞穴泉の使用を中止，あるいは減少させればある程度温泉の混濁を少なくすることができる。

3.4　久部温泉

志学温泉源の南西直距 1.4km に位置する。志学温泉と同じように三瓶火山噴出物を母岩としており，泉質は類似している。代表的な水質は第1表に示した通りであるが，泉温は志学より低いにもかゝわらず，Cl^-, HCO_3^- などの濃度は志学温泉より高く，29.5°C の露頭で固形成分総量は 3.4g/l 内外に及んでいる。現在露頭温度は最高 29.5°C であり，そのほかに 23～29°C の露頭が散在する。ほとんど現在利用されていない。

温泉の湧出地点は，早水川支渓久部川のほゞ川床附近であり，かつこの地帯には約 14,000m³/day に達する三瓶火山の基底湧水も分布し，きわめて地下水の多い地帯である。温泉に及ぼす冷地下水の影響はとくに著しいようである。この温泉の南側，すなわち久部川の右岸よりの高地には，広く基盤岩である花崗岩類が分布し，この源泉地点では明確な深さはわからないにしても，比較的基盤まで浅いと考えてよいようである。試錐により，基盤岩内で温泉が取得できれば温度上昇の可能性は期待できよう

3.5　松ガ平湧水

志学温泉源の南東直距 1.2km，旧志学街の北東にある。この南西側には旧陸軍の演習兵舎があつて，その飲料水を目的に水平横坑を掘つた結果湧出したものである。坑口からほとんど直北（N5°E）に向かつて約 90m（50間といわれる）掘り込み，その奥から急激に湧出したもののようである。その水量は測定しなかつたが，概略 3,000m³/day 内外と推定されるほど大量である。坑口における温度は 23.4°C で，主要成分は第1表に示した通りであり，固形成分総量は 3.0g/l 内外の成分濃度の高いものである。なお，横坑（高さ約2m，幅約1m，コンクリートまき）内は刺激性の火山性ガスによつて充満されている。このような地帯で，90m余の水平横坑を掘つたことによつて，これほど多量の出水をみ，しかもこのような性質の湧水であることは注目に価するが，その湧出機構についてはまだ不明である。

3.6　湯抱温泉

3.6.1　現況

湯抱温泉は島根県邑智町内にあり，三江線粕淵駅の北東 3.5km 内外の所にある。温泉は尻無川の支流湯抱沢のほゞ川床沿いに湧出する。三瓶火山周辺の花崗岩類の地域にあたり，石英斑岩ないし花崗斑岩質の岩石を湧出母岩としている。この地帯における岩石の温泉変質は著しい。湯抱源泉は地表から深さ 2.1m 掘り下げた角井戸内に自然湧出し，温度は 31.7°C であつた。そのほかに 20～28°C の温泉露頭が分布する。旅館は5～6軒あつて温泉街をなしているが，源泉は共同浴場で加温して使用し，各旅館には温泉が引湯されていない。この源泉地帯のほかに，その南東約 300m 湯抱沢沿いの地点に 23.5°C の温泉が多量に流れでている。さらにその西南西約 300m の尻無川左岸にも，低温の温泉が湧出している。これは湯抱新湯と呼ばれている。

3.6.2　温泉の性質

湯抱温泉は多量の成分を溶存し，湯抱源泉は固形成分総量 16.5 g/l に達している。泉質は重曹および土類含有

第5表　湯抱温泉分析表

No	陽イオン						陰イオン				非電解質成分およびガス		
	K^+	Na^+	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	I^-	HBO_2	H_2SiO_3	CO_2
1	261.2	3231.0	—	317.4	127.8	2.7	4274.0	2675.0	441.6	—	—	146.0	886.2
2	146.5	1991.0	2.81	199.4	59.3	0.8	2634.0	1477.0	329.2	0.743	3.688	123.0	109.3

食塩泉に属する中性泉であり，なお源泉では多量のガス気泡を遊離しているのが認められる。この温泉は放射能泉でもある。調査時に採水した水質は第1表の通りである。そのほかおもな分析結果は第5表の通りである。

これを塩類表（鉱水 1 kg 中の mg）で示すと第6表の通りである。

第 6 表

	No. 1	No. 2
KCl	489.1	279.4
NaCl	6,656.0	4,114.0
NaI	—	0.9
Na_2SO_4	—	486.9
$NaHCO_3$	2,235.0	785.1
NH_4Cl	—	—
$CaSO_4$	627.2	8.3
$Ca(HCO_3)_2$	537.4	806.7
$Mg(HCO_3)_2$	769.1	356.9
$Fe(HCO_3)_2$	8.6	2.5
	11,322.4	6,840.7
HBO_2(meta)	—	3.7
H_2SiO_3(meta)	146.0	123.0
CO_2	886.2	109.3

分析：大阪衛生試験所 (No.1 大正5年，No.2 昭和6年)

3.6.3 湯抱温泉の開発について

湯抱温泉地帯は堅い石英斑岩ないし花崗斑岩質の岩石からなるが，一般に温泉変質を受けている。変質程度は所によつて異なるが，現在利用されている源泉附近からその上流の川の屈曲点附近にかけてはとくに変質が強くて，岩石は軟弱になり半ば粘土質になつている部分すらある。この地帯の岩石変質の状況は過去において相当の高温泉が作用した様相を呈する。岩石の軟弱化している地帯の適当な地点を選定してボーリングすれば，試錐作業は比較的容易であり，試錐によつて多量の湯が得られるとともに，温度も相当に上昇して高温泉が得られるものと期待される。

3.7 小屋原温泉

小屋原温泉は三瓶火山北西側の池田の北約 2 km の所にあり，花崗斑岩を湧出母岩としている。湯抱温泉・千原温泉地帯などと異なつて，岩石はほとんど温泉変質を受けていない。この地帯には幅 5～10 cm のぼろぼろになつた花崗斑岩の圧砕帯などもみられ，温泉は断層破砕帯のような裂罅に沿つて深部から上昇しているものと考えられる。

源泉（熊谷旅館内）は約 20 尺掘り下げた井戸から自噴している。この源泉は小屋原川の右岸にあり，井戸の底はほゞ川床線に相当する。左岸の対岸にも川床に 29° C の温泉が自噴している。この湧出口附近には石灰華や赤褐色の水酸化鉄が沈殿している。源泉の温度は 37.8° C であり，自噴している。湯量は比較的豊富である。無色透明でほとんど臭気はないが，多量のガス気泡を伴うので入浴の際には皮膚表面に気泡が遊離附着するほど過飽和である。泉質は土類含有食塩泉に属する中性泉である。採水した水について主要成分を分析した結果は第1表の通りである。

岩石は硬い石英斑岩であるので，試錐にはこの点不利であるが，しかし現在の泉温より 4～5° C 上昇させれば，さらに快適な良質の温泉となるから，50～100 m 程度の比較的浅い試錐によつて探査してみる価値は認められる。

3.8 千原温泉

千原温泉あるいは湯谷温泉とも呼ばれ，三瓶火山南方，江川の支流千原川に湧出し，川床の数カ所に温泉露頭が散在する。交通は至つて不便であり，ほとんど知られていないが，終戦時には多数の広島原爆患者が湯治にきたといわれる。

この地域には，細粒花崗岩・半花崗岩岩石が広く分布するが，源泉地帯は多少粗粒で石英斑岩質を呈する。温泉地帯は，湯抱温泉と同じように温泉変質を受け，その程度および規模は湯抱よりは狭少である。

洛用温泉（掘り下げた浴場内）はガス気泡を伴つて自噴している。その温度は 34.0° C（露頭中で最も温度が高い）であり，地表水に近いきわめて浅い地下水の影響を少なからず受けているようである。主要成分の分析結果は第1表に示した通りである。泉質は重曹および土類含有食塩泉に属する中性泉である。なお放射能が高いといわれ，放射能泉にも属するようである。

千原温泉はその母岩，温泉変質，泉質あるいは放射能などの点で著しく湯抱温泉と類似している。将来計画中の三江線が，広島方面と通じ，交通が便利になれば温泉開発の価値が生ずるであろう。比較的浅い試錐によつてさらに温度の高い温泉として開発されうるものと思う。

3.9 池田鉱泉

三瓶町池田字野畑にあり，三瓶火山西方の花崗岩類の地域に湧出する。池田ラジウム鉱泉（古くは佐比売鉱泉）と呼ばれ，ラジウムエマナチオンの含有量は世界一と称しているほどの放射能泉である。鉱泉の湧出地帯は沢の右岸で，ほゞ沢沿いに約 40 m の間に 6 カ所の自然湧出がある。湧出口の温度は調査時に 16.8～18.0° C であり，3 号泉の 18° C が最高であつた。泉質は土類含

第7表　池田鉱泉分析表

陽イオン						陰イオン			非電解質成分およびガス	
K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	H_2SiO_3	CO_2
215.9	2203.0	363.9	97.4	0.783	0.792	3593.0	1323.0	216.1	126.4	1975.0

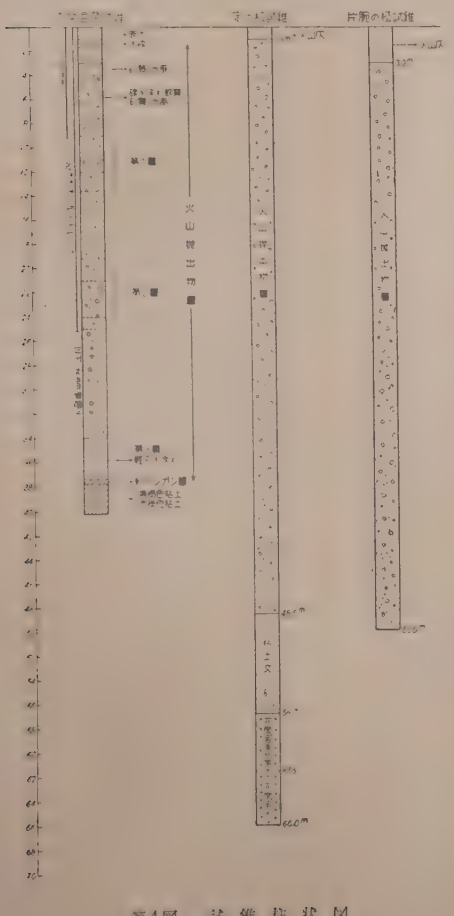
分析：大阪衛生研究所（昭和5年）

有食塩泉に属し，きわめて多量の炭酸ガスを含む。冷鉱泉として多量のガスが溶存されるのみならず，湧出口では直ちに遊離される過飽和状態のガスも含まれる。調査時に採水した水質（3号泉および5号泉）は第1表に示した通りである。鳥取大学の医学部では，こゝに温泉研究所を設けていろいろな調査研究を行なつている。詳細はその研究報告に記されることと思う。この鉱泉の代表的な水質分析は第7表の通りである。

これを塩類表で示すと第8表の通りである（鉱水1kg中のmg）。

第8表

KCl	411.7	$Fe(HCO_3)_2$	2.2
NaCl	5598.0	$Mn(HCO_3)_2$	2.5
$CaCl_2$	2.5		8012.6
$CaSO_4$	306.3		
$Ca(HCO_3)_2$	1104.0	H_2SiO_3	126.4
$Mg(HCO_3)_2$	586.1	CO_2	1975.0



第4図　試錐柱状図

池田鉱泉の北東約800mの地点に，奥の湯と呼ばれる鉱泉がある，現在では利用されていない．水質は第1表に示した通りであり，固形成分総量は6.5g/l内外であるが，泉質はほとんど池田鉱泉と同じようなものである。この奥の湯のある小沢には，所々に石灰華を晶出しており，このような鉱泉が割合に広く分布していることを示している。この温泉沈殿物は多少放射能が高い。

3.10　小林鉱泉

大田市川合爪坂にあり，池田鉱泉の北西直距2.2kmの所にある。湧出地点は三瓶火山に行く県道の直下で，2ヵ所に湧出露頭がみられた。現在使用している鉱泉は，約10尺掘り下げた井戸に自噴している。温度は17°Cであり，ガス気泡を伴つていた。採水した水質は第1表に示した通りであり，泉質は土類含有食塩泉に属し，溶存塩類の量・質あるいはガスの多いことなど，著しく池田鉱泉と類似している。

4.　地下水

三瓶火山地域の地下水の水理は，その地質構造および岩質に著しく支配されている．こゝでは低所の湧水と高所の湧水に分けて述べた。低所の湧水とは，透過性の大きい火山噴出物からおもに構成される。三瓶火山地域の浸透水によつて涵養された地下水が，深所の基盤岩に支えられて，火山の周辺で基盤岩が地表に露出する境界附近で，いわゆる基底湧水として現われでているものである。このような湧水はきわめて豊富であつて，かんがい用水として重要なものであり，火山周辺の湧水地点以下の地帯では，これを利用して水稲農業が広く行なわれて

第9表　低所の湧水（基底湧水）

附図No	位置 名称	湧水量 (m³/min)	湧水量 (m³/day)	湧水地点の概略の標高 (m)	備考（湧水地点の状況）
	（1）久部の湧水（久部川水系）				
1	久部の大湧水，上段	2.0	2,900	380	かんがい用に導水
	（水神の処）下段	4.4	6,300	〃	久部川へ，かんがい用に導水
2	1の北西	0.15	200	〃	〃
3	1の南東約 800m	3.0	4,300	〃	〃
4	女夫松の南東約 400m	0.17	250	400	かんがい用に導水
	計	9.72	約 14,000		
	（2）志学の湧水（早水川本渓水系）				
5	床固め砂防工事地帯	1.2×5	8,650	360	かんがい用に導水，導水路5本
6	早水川水源湧水，県道上	0.58	840	380	〃　一部簡易水道
7	〃　県道下	0.20	290	〃	〃
	〃　〃	0.14	200	〃	〃
	計	6.92	約 10,000		
	（3）浮布の池地帯				
8	浮布の池放流水	3.3	約 4,800	380	かんがい用に導水
	（4）池の原の湧水（静間川支渓大江川水系）				
9	北側	1.5	2,200	380	かんがい用に導水
	南側	0.5	700	—	〃
	計	2.0	約 2,900		
	（5）高利の湧水（静間川本渓水系）				
10	東側上段	0.95	1,350	380	かんがい用に導水
11	〃　下段	1.70	2,450	〃	〃　静間川へ
12	西側の合計	2.86	4,100	〃	〃　〃
	計	5.51	約 8,000		
	（6）茶臼山—権現山間の湧水（三瓶川支渓小屋原川水系）				
13	I	4.5	6,500	380	かんがい用に導水
	II	4.4	6,300	〃	〃
	計	8.9	約 12,800		
	（7）角井の湧水（角井川支渓恩谷川水系）				
14	I	2.5	3,600	440	奥谷川へ流入
	II	3.4	4,900	〃	かんがい用に導水
	計	5.9	約 8,500		
	（8）藤木川支渓井の尻谷川の水源				
15		2.0	約 3,000	540	井の尻谷川へ
	（9）角井川支渓伊比谷川の水源				
16		測定せず	推定 2,000	440	伊比谷川へ
	（10）藤木川本渓の水源				
17		測定せず	推定 3,000	480	藤木川へ
	（11）伊佐川の水源				
18	立石の湧水	測定せず	推定 8,000	460	かんがい用水に利用
	（12）三瓶川本渓の水源				
19	元多根の湧水	測定せず	推定 10,000	450	かんがい用水に利用
	総計		87,000		

いる　高所の湧水とは，西の原・北の原などと呼ばれる三瓶高原地帯より高い所で，湧出あるいは確保される水源をさすものであり，集水面積の小さい比較的不安定な地下水である。これらの高原地帯は水に乏しいのが三瓶火山の欠点であり，このために比較的広大な高原地帯の利用・開発が遅れている。島根県の三瓶総合開発計画でも，こゝに水源を確保することが一つの課題になつている。

4.1　低所の湧水

4.1.1　湧出状況

基底湧水は，志学―久部―池の原―高利―小屋原を結ぶ火山の南東部から北西部にかけては，いずれも標高380 m内外の線上に配列している。たゞ，角井から立石に至る火山の北東部では，基底湧水の位置は多少高くなつており，標高 460m 附近から標高 540m 附近に分布し，藤木川支渓井の尻谷川の水源となる基底湧水が最も高い位置にある。このようなことは，三瓶火山が盆地状地形内に噴出した火山であり，地下水が基盤の分布状態と関連するからである。これらの湧水を水源として，早水川・静間川・三瓶川・藤木川および角井川の5水系が発達している。おもな湧水地点水系は，第2図に，湧水量などは第9表に示した通りである。このうち久部地帯，早水川本渓の水源地帯，静間川本渓の水源に相当する高利，茶臼山と権現山の間，角井川の支渓三田川の水源，北部の元多根・立石地区，三瓶川本渓および伊佐川の水源などが大きな湧水である。そのほかに，西側では池の原・浮布池，東側では伊比谷川・藤木川本渓・藤木川支渓井の尻谷川の水源地帯にも湧水がある。

概察的に実測した湧水量は全体で 64,000 m³/day，これに観測推定した湧水地点を加えると総計約 87,000m³/day に達している。これらの湧水量は，短期間内には目立つた変化はないようであるが，経年的には豊水期と渇水期ではかなり変化を生じるものと思われる。湧水量と降雨量との年間の関係は，長期観測を行なつていないので明らかにされないが，今回調査した湧水量は調査の時期・天候状況などから考慮して，ほゞ平水量に近いものと思われる。三瓶火山を中心とした地形・地質的の集水面積は第2図に示した通りであり，その広さは 23.8km² (比高を加算するとこの 1.2～1.3 倍となる) である。

志学観測所の降雨量（昭和32年度）は第10表に示した通りである。この降雨量から算出した集水面積における日平均降雨量は，約 113,000m³/day であり，基底湧水はその75％内外に相当する。高所の雨量は観測地点の雨量より多いと考えられるし，また湧水量測定の誤差などがあるにせよ，とにかく基底湧水量は集水面積からみるとはなはだ多量であり，火山体に特徴的な水理をよく示している。

第10表　志学観測所の降雨量（昭和32年度）

月	降雨量	月	降雨量
1　月	222.4	8　月	56.8
2　月	144.3	9　月	93.5
3　月	97.7	10　月	117.8
4　月	102.5	11　月	72.1
5　月	151.0	12　月	127.1
6　月	189.1	全　年	1,735.4
7　月	360.3	月平均	144.6

4.1.2　湧水の水質

おもな水質は第11表に示した通りである。現地で電気伝導度の測定によつて水質を判定した資料は略す。基底湧水は一般に良質である。たゞ，早水川の水源地帯および久部の大湧水は Cl^- がやゝ多く，また硬度も高い。火山の南東部には志学温泉（Cl^-＝1,100ppm）・松ガ平湧水（Cl^-＝1,310ppm）など塩化物の多い水が多量に存在するから，この影響が少なからず現われるのではないかと予測されたが，実際には第11表の No. 6，7 に示された程度にすぎなかつた。なお水質の一般的特徴からみると，これらの湧水に現われる地下水は火山体内に長く貯溜されていたような形跡はない。

4.2　高所の湧水

4.2.1　概況

三瓶火山地域では，天水は地表流去による損失が少なく，火山体内には全体として多量の地下水が含まれている。しかしながら，低所の湧水の背後における，例えば水の欲しい高原地帯では，地質調査ならびに試錐の結果などからみて，浸透性の強い火山放出物が厚く，地下水を支えている。不透水層が深いのでいきおい地下水位が深く，これらの地下水を高原上で利用することは著しく困難である。

高原地帯を初めとして，三瓶火山の高所ではきわめて湧水に乏しいが，ある限られた地帯では第2図および第12表に示したように多少の湧水が認められた。これらの地下水はいわゆる宙水と称されるものに類似したものであり，高原地帯の深所で基盤岩に支えられている地下水とは別に，局部的な不透水盤に支えられて，山体中腹部に湧出してしまう特徴をもつている。

西の原その他の高原地帯で，まず第一に利用の対象として考えられる地下水は，このような高所の湧水に関係ある地下水である。多量をこの種の地下水に依存することは困難であるが，酪農・牧野あるいは地区的の上水な

第11表　水　質　分　析　表

No	採水地点 附図	名称	水温 (°C)	電気伝導度 μʊ/cm	RpH	M-アルカリ度 (ppm)	Cl^- (ppm)	全硬度 ドイツ式	全硬度 (ppm)	Fe (ppm)	SiO_2 (ppm)	備考
1	B	緑ケ丘水源	12.3	51	6.5	0.40	8.5	0.36	0.00	39		新旧両水源とも同じ水質
2	C	机が脊水源	13.6	56	6.7	0.40	8.5	0.60	0.00	23		
3	D	北の原水源	13.2	42	6.7	0.48	8.5	0.72	0.00	21		
4	4		13.5	50	6.7	0.36	10.0	0.36	0.00	39		
5	1	久部の大湧水，上段	12.7	77	6.7	0.72	10.0	0.90	0.00	47		同じ地点の湧水であるが，5は上段，6は下段の湧水
6	1	〃　下段	12.7	126	6.2	1.48	22.8	1.93	0.00	48		
7	6	志学の湧水	13.0	210	6.3	0.84	45.5	1.93	0.00	40		早水川の水源地点，この下流の湧水も同じ電気伝導度を示す
8	8	浮布の池	22.5	83	6.7	0.40	11.3	0.48	0.00	13		
9	9	池の原の湧水	12.6	77	6.6	1.03	11.3	0.96	0.00	33		
10	10	高利の湧水	12.8	63	6.6	0.40	10.0	0.60	0.00	29		4カ所で湧水するがほゞ同質
11	13	茶臼山～権現山湧水	12.0	64	6.8	0.68	8.5	0.90	0.00	41		
12	14	角井の湧水	12.5	77	6.8	0.52	7.0	1.08	0.00	14		

どの用水には，この型の地下水を探査することによつて，ある程度水源を確保することが可能のように思われる。このような型の地下水はいわゆる受け盤となるような性質の岩層および地形と密接に関連し，一般に偏在しているのが特徴である。水層の厚さは薄く，水脈の形も不規則であつて，限られた幅狭い所に存在するようである。したがつて，立井戸による採水は望みがたく，帯水箇所に向かうか，あるいは帯水層に沿つて横井戸を掘進じて採水するように計画しなければならない。

三瓶火山の地質的な特徴から，このような地下水が得られる地帯はきわめて限られている。この種の地下水の得られる地帯は，第一に孫三瓶の南東にあたる志学の水源地から，緑ケ丘に至る地帯であつて，この地帯ではこの種の地下水により割合に多量の水源が得られる。また湧水地点の比高は西の原で利用するに充分である。その他，机が脊の西側と姫ノ池の南東の水源であるが，この両地帯では多量の水量は期待できないようである。そのほかの地帯では適当な水源をみいだしえない。以下それぞれの水源地について述べるが，とくに西の原を対象とする水源地として注目された，高原南東の緑ケ丘と北西の机が脊の2カ所では，湧水の機構を究明し，ある程度利用の限界を明らかにしたい目的をもつて浅い横向試錐を行なつた。

4.2.2　志学の水源

早水川支渓湯の谷川の水源に相当し，孫三瓶と日影山との間の侵食谷の奥で湧出している。この地帯ではすでに温泉で述べたように志学温泉が湧出し，同時に両側の山脚および山腹から地下水が湧出し，第2図にも示したように，ある限られた狭い範囲に温泉と地下水が共存する性格を帯びたものである。地下水の全湧出量は 3,000 m^3/day (2,000 l/min) で，温泉の湧出量とほゞ同じである。西側の山脚から湧出する合計 800m^3/day の地下水は，良質（水温 12.2° C，電気伝導度 67 μʊ/cm）であり，一部は志学簡易水道水源（曝気設備能力 195m^3/day）となり，残りはかんがい用導水路に流入されている。東側の山脚ないし山腹から湧出する合計 2,200m^3/day (1,530 l/min) の地下水も，かんがい用導水路に流入されているが，これには少なからず温泉の影響を受けて水質を低下しているものがある。この点で利用上注意が必要である。こゝでは火山放出物層中に介する含マンガン粘土層が山手の浸透水を受けている。このような特殊な不透水盤の分布は，三瓶火山地域ではこの地帯のみに限られているようである。

4.2.3　緑ケ丘の水源

志学の水源の南東約 500m の地帯にあり，志学に通じる県道とこれを横断する小さな侵食谷の奥にある。県道から斜距離（谷の傾斜は水源地まで平均約 20°）175 m の地点で，谷の北東側に牧野組合の新水源がある。さらにその西約 60m の地点に，現在三瓶開拓団緑ケ丘支部で利用している旧水源がある。この水源は旧陸軍により，ほゞ牧野組合の水源のある方向に地表から浅い横坑が掘進されて集水されているが，集水状況の詳細は明らかでない。なお牧野組合の水源から，N70° E 方向の上部約 100m の地点に，きわめて少量の湧水がある。新旧の両水源は，それぞれビニールパイプおよび土管で開拓団緑ケ丘支部の貯水槽のある所まで導入され，さらにそ

第 12 表　高所の湧水

位置 附図	名称	湧水量 (l/min)	湧水量 (m³/day)	湧水地点の概略の標高 (m)	備考
A	志学				
	谷の西側の湧水 I	140	200	540	志学簡易水道水源として取水
	〃 II	420	600	〃	かんがい用に導水
	谷の東側の湧水	1,530	2,200	〃	かんがい用に導水
	計	2,090	約3,000		
B	緑ケ丘				
	新水源～牧野組合の水源	90	130	540	緑ケ丘，片腕の松に導水（ビニールパイプ使用）
	谷に放流	80	115	〃	約 100m 流れて地中に没す
	旧水源～開拓団の水源	83	120	〃	緑ケ丘に導水（土管使用）
	計	253	約 360		
C	机が谷				
	C_1 水源～a	9	13	460	三瓶開拓団定の松支部の用水源として取水
	C_1 〃 ～b	12	17	〃	C_1～a の北側の自然湧水
	C_2 〃	5	7	450	自然湧水
	C_3 〃	13	19	460	〃
	計	39	約 56		
D	北の原の湧水	16	約 23	640	牧野組合で利用
E	大平山東側の湧水	1.2	約 2	580	〃
F	孫三瓶の北側の湧水	2～3	3～4	790	
G	延命の水	1～2	約 2	1100	

れぞれに引水されている。とくにその一部は片腕の松の南側の凹地の所まで引水されて，牧牛の飲用に放流されている。

水源地帯で調査時に，牧野組合の水源として130m³/day (90 l/min) が取水され，同地点で自然湧水の残りの約110m³/day (80 l/min) が谷に放流されていた。放流された水は谷に沿つて約 120m 流下し，地中に全部が伏没する。三瓶開拓団緑ケ丘支部の取水は120m³/day (83 l/min) である。したがつて，この地帯では合計 360m³/day (250 l/min) の地下水が湧出していることとなる。豊水期と渇水期では多少の差は生ずるものと思われるが，調査の時期・天候からみて，この水量はほゞ平水量を示すものと思つてよい。水質は電気伝導度 51μυ/cm であり，きわめて良質である。

牧野組合の水源から斜距離43m下つた谷の北西側で，1号および2号の試錐を行ない，その反対の南東側で3号の試錐を行なつた。その大要は次のようである。

1号試錐：　N12° E 方向（牧野組合水源の下方へ向かつて），傾斜 16° 上向き，深度 9 m，7 mから逸水する。

2号試錐：　N55° E方向（谷とほゞ直角の方向），傾斜 8° 上向き，深度 12m，3 mから逸水する。掘進用の注水が逸水して作業が困難であつたが，できるだけ深くまで掘進した。

3号試錐：　N56° W 方向，傾斜 13° 上向き，深度 4.5m，3 m から逸水する。

試錐はＣＫ-Ⅱ型の小型試錐機を使用し，水を探査する目的で泥水を使用していない。内部に行くと掘進用の注水は，全部が漏水して掘進が困難となつた。この地帯の山体の内部は著しく浸水度の大きい火山物質からなり，薄い崖錐性の表土層に覆われているにすぎないことがわかつた。崖錐性の表土層は，礫・砂および粘土からなり，水源より南側の下方では薄くなつて帯水層の役割をなさないが，水源より北側の山手では，この地層が多少厚くなり，その下部に粘土質の部分を挟有し，これが受け盤の役割をなして地下水を局部的に支えているようである。調査期間の関係などから多くの試錐，とくに水源の上方での試錐を行なつて直接的に水の存在を確認することはできなかつたが，この地帯の水理については，ある程度の資料が得られ，現在の水源地帯より下方では地下水が得がたく，また山体内部に掘り込むことによつて，必ずしも地下水が得られるような性質のものでないことは明らかにされた。現在この地帯で約360m³/day の

地下水を湧出しているが，さらに水量の増加が必要のときは，現在の水源から受け盤となつているような地層にそつて，水源を拡大するように工夫することが大切である。この地帯で充分に採水すれば，現在の2～3倍，すなわち 700～1,000m³/day の地下水は採水できるように思われる。なおまたこの湧水は湧出地点の比高ならびに地形から定の松附近まで自然流下による導水が可能である。

4.2.4 机が脊の水源

男三瓶の西麓にある机が脊高地（548m）の西側で，ほゞ西の原高原との境にあたる山裾に湧出し，3カ所に湧水が分布する。この水源を便宜上南から C_1, C_2 および C_3 水源と呼ぶことにする。

C_1 と C_2 水源の間隔は約 400m，C_2 と C_3 水源の間隔は 120m である。C_1 水源の一部は三瓶開拓団定の松支部の水源として利用されている。その他の自然湧水はその地点で牧牛の飲用に供されている。

この地帯で調査時に，C_1 水源は 9 *l*/min が定の松支部の用水として貯水槽に取水され，その北側 20m 内外の地点で約 12 *l*/min が自然流出している。したがつて C_1 水源地帯で合計約 21 *l*/min (30m³/day) の水が湧出している。C_2 水源地帯は幅約 20 m の間に湧水が点在し，合計約 5 *l*/min (7 m³/day) が流出している。C_3 水源は幅約 15m の間に湧水が点在し，合計約 13 *l*/min (19m³/day) が流出している。これらの湧水はいずれも数m～10数mの間地表を流れて，ふたゝび全部が地中に没している。水質は電気伝導度 54～60μυ/cm であり，きわめて良質である。

この地帯の C_3 水源で4本，C_2 水源で1本のいずれも浅い横向試錐を行なつた。1号および2号は C_3 水源の北側の水露頭の直上から山手に向かい，3号および4号はその地点の南下方約 15m の地点から南側の水露頭の山手に向かつた。5号は C_2 水源のほゞ中央から山手に向かつた。緑ケ丘の場合と同様，掘進に泥水は使用していない。その大要は次のようである。

1号試錐：　N62°W 方向，傾斜5° 上向き，深度 15 m，10mから逸水する。

2号試錐：　N88° E方向，傾斜13° 上向き，深度 13 m，8 mから逸水する。

3号試錐：　EW方向，傾斜8° 上向き，深度 11m，8 mで小礫を含む緻密な粘土層にあたり 9.5m まで約 1.5m 続く，9.5m から 11m まで岩屑層にはいる。この粘土は赤褐色粘土と有機物を含む黒色粘土とからなる。この試錐では，深度 8.5m 附近から湧水がみられ始め，11m掘進後に使つたロツトの口から 16 *l*/min，ロツトの脇から約 7 *l*/min，合計約 21 *l*/min の水がでた。この状態は約1時間続き，ロツトを抜くことによつて砂泥で少しく穴がつまつて湧水を減じた。それでもその翌日で約5 *l*/min の湧水が続いていた。

4号試錐：　N74°W 方向，傾斜8° 上向き，深度 10 m，8 mで粘土層にあたり 9.5m まで続く，5 *l*/min 程度湧水した。

5号試錐：　N78°W 方向，傾斜12° 上向き，深度 6 m，5 mから逸水する。

掘進用の注水が内部で逸水する場合もみられ，単に掘り込むことによつて多量の地下水が得られるような単純なものでないことがわかつた。地下水の支え盤の状態は明らかでないが，試錐の例にもみられるように，崖錐下に分布する規模の小さい粘土質の地層が，これより高所の浸透水を受けて宙水の形で地下水を賦存するようである。したがつて水のでている所から，しかも山裾のできるだけ低い位置で，この水露頭を拡大するように水脈に沿つて横坑を拡げて行くことが，水源を確保する堅実な方法であろう。この C_1, C_2 および C_3 水源地帯で，多量の地下水を期待することは困難であるが，例えば C_3 水源地帯では，水露頭の分布範囲で，これを上手に横坑で水脈に沿つて拡大して行けば，50 *l*/min あるいはそれより多少多い地下水が得られる可能性がある。C_3 水源は C_2 水源より比高約 10 m 高い位置にあり，この西側の高原に対する給水は好都合である。

4.2.5 その他の水源

北の原では，姫ノ池の南西約 300m の地点に現在牧野組合の水源がある。調査時には約 16 *l*/min (23 m³/day) が自然流出していた。この地帯で現在の水量の2倍程度は，なお集水可能と思われるが，多量の水源は得られない。姫ノ池は山手の浸出水が凹地に，その下部に粘土の堆積により，水が局部的に貯溜された池のようである。

東の原では，水理地質的にみて水源を確保することは困難である。たゞ大平山（718m）の東側高地に 1.2 *l*/min 程度の小湧水がある。この湧水はビニールパイプで山裾まで引水されて牧牛の飲用に供されているが，この地帯ではこれ以上の水量はほとんど望み難い。また大平山地帯における深い横坑は，旧陸軍の掘つた松ガ平湧水のように，著しく溶存成分量の多い利用できない地下水を湧出する恐れが多分にある。これらのほかに，男三瓶の頂上に近い所の延命の水と呼ばれる湧水，室の内に属する湧水がある。いずれもきわめて僅かの湧水である。

4.2.6 西の原の試錐

県の畜産課では，昭和30年に西の原で水源を目的として，2本の試錐を行なつた。水を得る目的は失敗した

が，地質に関する貴重な資料を提供したのでここに参考として述べる。試錐地点は定の松と片腕の松附近の2ヵ所である。その地質柱状図は第3図に示した

定の松試錐：　角礫を多量に含む火山放出物層を掘り，深度48.5mで粘土混じりの砂（細・中・荒砂混じり）にあたり，さらに56.7mで花崗岩風化帯にはいり，61.5mから花崗岩を掘進し，深度66.0mで中止した。この地点で深度57m附近の比較的浅い所で，基盤の花崗岩類に達したことは，三瓶火山の地質構造上きわめて注目に価する。

片腕の松試錐：　深度50mまで掘つたが，ほとんど同じような火山放出物層である。

高原地帯は透水性の強い火山放出物の地層が厚く，その間には地下水の受けとなるような不透水盤を挟有しない。定の松の試錐井に石を投じたとき，かすかに水の音がしたといわれるが，水位がきわめて深く，また水層も薄いものと思われる　このような地帯すなわち高原で立井戸によつて地下水を得ることは困難である。

（昭和31年10月～11月調査）

文　献

1) 地質調査所：日本鉱産誌 VI～a，水および地熱，1957
2) 巨智部忠承：明五石見之震災，地学雑誌，Vol. 3
3) 厚生省大臣官房国立公園部：日本鉱泉誌，1954
4) 歳田延男：水理地質学，朝倉書店，1955
5) 島根県土木部砂防課：三瓶山周辺水系崩壊地調査書，1954
6) 渡瀬正三郎：三瓶火山の満俺鉱，地学雑誌，Vol. 37，No. 436，1915
7) 山上万次郎：三瓶山地質図幅および同説明書，1896

549.1:539.16:549.6(521.81)

鳥取県三朝・倉吉地方の花崗岩質岩石中の長石および黒雲母の放射能

早瀬一一*

Radioactivities of Granitic Feldspar and Biotite of Misasa and Kurayoshi Districts, Tottori Prefecture

by
Kazuichi Hayase

Abstract

The order of radioactivity of the feldspar and biotite constituting granitic rocks of Misasa and Kurayoshi districts, Tottori prefecture, Japan, was studied by means of photo plate method and it was found that the granitic feldspar of these districts is more intense in radioactivity than those of other parts of Japan. In the same granitic rock, however, the activity distinctly differs in its different constituents. Fresh albite is feebler than altered plagioclase, but stronger than potash feldspar. Its biotite has often fairly radioactivity although it tends rather to be enfeebled in radioactivity by including radioactive minute crystals.

要　旨

三朝・倉吉地方の花崗岩中の放射性物質は，微粒放射性鉱物に由来するものばかりでなく，造岩鉱物およびそれらの間隙に分布しており，岩石中の放射性物質の大部分を占めている．このような花崗岩の放射能的特徴は，日本の他地方の花崗岩と異なったものである。

こゝではとくにこの傾向の著しい若干の花崗岩標本について，長石および黒雲母の放射能を研究した。とくにこれらの造岩鉱物中にみられる顕微鏡的微粒鉱物以外に造岩鉱物全体から広く射出されたα線について研究した。測定は長期間露出したオートラジオグラフの結果から得たもので，長石および黒雲母中の放射性物質の微細分布を求めた。

同一岩石標本中の長石について，放射能強度を比較測定した結果，常にカリ長石・新鮮曹長石質斜長石・変化斜長石の順に放射能が強くなつていることがわかつた。新鮮な長石中にも放射性物質が含まれていること，黒雲母中の不明鉱物に伴なう放射能と多色性ハロの関係などから，花崗岩中の微粒鉱物以外の放射性物質が風化その他による比較的新しい沈殿物でなくて，花崗岩生成時の起源のものか，ないしはそれに近い古さをもつたものであることが判明した

これらの造岩鉱物中の放射性物質は，一部分は二次的に新しく沈殿した水酸化鉄様の部分に由来するが，大部分は本来，黒雲母または長石中に含まれていたものとみられ，とくに広瀬の花崗岩では黒雲母中に2種類の不明の鉱物があり，これに放射性物質が集中している．この2種類の鉱物は，黒雲母の緑泥石化に関係が深い

一般に当地方の花崗岩は以上のような放射性物質を多く含み，これが温泉または地下水によつて他へ移動するとか沈殿する機会が多い。

1. 緒　言

一般に花崗岩中の放射性物質は，ジルコン・モナズ石その他の微粒放射性鉱物（A）として副成分鉱物中に含まれるほかに，花崗岩の主成分鉱物およびそれらの結晶間隙中（B）に存在する。後者に属する放射性物質（B）の重要性については，すでに筆者[3][4]が強調したところである。とくに三朝地方が放射能の強い温泉があり，また倉吉附近にはウランを伴なう金属鉱脈が存在し，これらはすべて花崗岩中の放射性物質に関連があるようにみえる。すでに上記の（B）に属する放射性物質が，三朝地方の花崗岩中に多く，とくに日本の他地方の花崗岩に較べて著しく多いことを述べた[4]。これらの放射性物質は，いわゆる "leachable radioactive elements" として花崗岩中に存在するもので，主として熱水作用により沈殿したものであろう。

* 地質調査所調査員，京都大学助教授

2. 長石の放射能

当地方花崗岩中の放射能は第1表に示す通りである。これらの花崗岩薄片で105日，116日および311日の露出によるコンタクト・オートラジオグラフを試みた。長期間の露出であるので，αトラックのフエージングおよび目的の岩石以外から生じたαトラックの累積についてとくに注意を払つた。表の値は花崗岩中の長石でとくに放射能異常を認めるものに限られ，同一薄片中で同様の顕微鏡的形状を示せばほゞ同じ程度の放射能を示すことが明らかになつた。表中の斜長石はすべて黒雲母花崗岩中の自形斜長石で，多くの場合結晶の中心部が絹雲母化を著しくうけるか，またはその他の変化をうけ，各斜長石の成分を決定しえない部分である。周辺部はいずれも曹長石質の新鮮透明な斜長石である。放射能は変化した中心部にのみ集中する。周辺部の新鮮な曹長石質部分の放射能は，同一薄片において少なくともカリ長石よりは放射能が高く，中心部の変質斜長石よりは低い。カリ長石はいずれの場合でも放射能が弱く変質斜長石の$^1/_{10}$程度である。この関係は他地方の花崗岩においても認められることである。

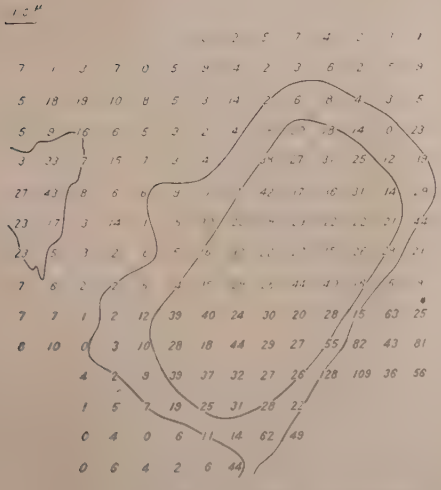
小鴨ヨコロ谷の優白質花崗岩では，このなかに多量の赤色褐鉄鉱質の沈殿物を含み，これらの放射能は$T\alpha=0.192$，0.194，0.224，0.226で，このために著しく岩石放射能が高い。この岩石に含まれるカリ長石はパーサイト構造を示し，このパーサイトの曹長石部分は新鮮であるにもかゝわらず放射能が高い（$T\alpha=0.0245$）。しかしこの岩石中の長石間の放射能を比較すると他の花崗岩と同じく，変化斜長石＞新鮮曹長石＞カリ長石の順になつている。

第1表　長石の放射能

標本	斜長石の放射能（$T\alpha$）	斜長石の変化	カリ長石の放射能（$T\alpha$）
268（関金）	0.0031	新鮮	
	0.0019	〃	0.0003
	0.0015	〃（逆パーサイト）	
242（本泉）	0.0050	斜長石中心部 絹雲母化	
235（円谷）	0.0039	〃	0.0001
274（矢送村）	0.0045	〃 褐色汚染	
255（鉛山）	0.0025	〃 〃	0.0002
210（三朝山田）	0.0011	絹雲母化	
252（鉛山—柿谷中間）	0.0004	絹雲母化（たゞし多くの斜長石はこの程度の放射能）	
広瀬 2	0.0055 第1図	煙つた絹雲母化	
	0.0116 中心	〃	0.0003
	0.0033 周辺 第2図	〃	
	0.0029～0.0039（4例）	〃	
広瀬 3	0.0030	〃	
	0.0055	〃	0.0001以下
	0.0136	〃（とくに褐色）	
広瀬 4	0.0027～0.0062（5例）	〃	0.0003
広瀬 6	0.0105 第3図	〃 褐色	
広瀬 9	0.1020	褐色汚染	
広瀬 10	0.0048 第4図		
ヨコロ谷優白質花崗岩	0.0523	絹雲母化	
	0.0316	〃	
	0.0245（パーサイト曹長石）	〃	0.0032
	0.0280	〃	
	0.0232	〃	

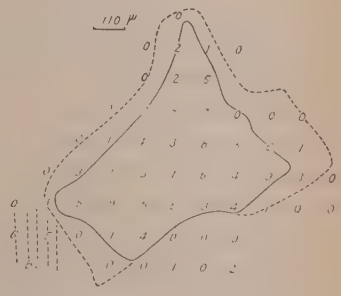
第1図　実線内は変化斜長石（105，25日露出）

第2図　実線内は黄味色変質斜長石（105，25日露出）



第　3　図　（105，25日露出）

第　4　図　（311 日露出）



第5図　Bi：黒雲母（105，25日露出）

曹長石質斜長石が新鮮で透明であるからといって，必らずしも放射能が弱くはない。例えば第1表の関金の花崗岩など，この例である。しかし多くの場合，斜長石の変化した中心部に放射能が集中する。第1～5図は，広瀬の捕獲岩質細粒黒雲母花崗岩およびヨコロ谷優白質花崗岩の例で，これらの斜長石中心部に現われた放射能分布を示す。図中の数字は110μまたは55μ平方内に現われたαトラックの数であり，この増減が斜長石の変化部を境としてはつきりみられる。同一斜長石の変化部内でも不均質はみられ，とくに第4図のように黄色のモヤモヤの著しい部分は明らかに放射能が高い。

広瀬の捕獲岩質細粒花崗岩中の変化斜長石が強い放射能を示すのに対して，広瀬西方の粗粒黒雲母花崗岩（放射能異常のまつたくない花崗岩）中の絹雲母化斜長石では放射能は$T\alpha=0.0002$である。この値は放射能的に普通の花崗岩にみられる程度の値である。

小鴨ヨコロ谷産の優白質花崗岩は，放射能異常が著しく，一部分には二次ウラン鉱物の認められた岩石である。この岩石中の斜長石は第1表に示すように著しく放射能が強い。この放射能は第3図のようにかなり不均一なものである。同一の岩石中でパーサイト質曹長石については表にあげた値のほかに，$T\alpha=0.0126\sim0.0070$と

変化が多い。一方パーサイトのカリ長石部では $T\alpha=0.0044$, 0.0041, 0.0020 の値を示す。斜長石の周辺部（新鮮透明曹長石部分）では $T\alpha=0.0054$ である。上記のようにパーサイト中の曹長石は変化斜長石より放射能が弱いが，煙つた部分（$T\alpha=0.0098$），新鮮で透明な部分（$T\alpha=0.0025$）と変化している。このように放射能の程度は異なつても上記の，変化斜長石＞新鮮曹長石＞カリ長石の順は変わらない。

これらの変化斜長石の放射能は，あるいは鏡下で認められない程度の微細な結晶の集まりであるかも知れないが，かなり均一な放射能分布を示し，あたかもこれらが捕獲結晶の残晶であるかのような外観を示す。

このほか長石の劈開面に沈積した赤色の褐鉄鉱質物質に著しい放射能をみることがある。このような放射性物質は明らかに後から移動してきたもので，ヨコロ谷花崗岩（表中の優白質花崗岩でなく，褐色黒雲母をもつ表土中の花崗岩である）では，カリ長石の放射能が他の一般の花崗岩に較べ高く，$T\alpha=0.0008$ に及んでいる。またときどき変化斜長石中に黒褐色の鉄鉱様沈殿物があり，微細なもの（0.1×0.06 mm，0.1×0.03 mm）であるが，$T\alpha=0.0366$ および 0.0256 である（広瀬2）。

岩石の平均よりも，斜長石とくに変化斜長石中に放射性物質が集中し，このような放射性物質は容易に移動する性質のものである。三朝・倉吉花崗岩にはこの種の斜長石が多いことが特徴である。

3. 黒雲母の放射能

すでに筆者は田ノ上山花崗岩中の黒雲母にかなりの放射能があることを報告した[2]。これらの例は多少変化した黒雲母であつたが，新鮮な黒雲母でも放射能が認められる場合がある。例えば山口県産のある石英粗面岩では，結晶間隙にできた緑色黒雲母は新鮮で $T\alpha=0.1$ 程度の放射能をもつている。

三朝・倉吉附近の花崗岩では，変化した黒雲母に放射能がみられ，第2表に示す通りである。この放射能の強さは同一の黒雲母片中でも変化が著しく，赤褐色の土状物質の多いときは放射能が強い。この点は田ノ上山花崗岩と同様であるが，田ノ上山では接触部やペグマタイトに近い部分にのみかゝる黒雲母がみられるのに，当地方では広くしばしばみられる。第2表の No. 239 標本にみられるように，微粒放射性鉱物を含む黒雲母片は，これを含まない黒雲母片に較べ著しく放射能が弱い。この傾向はすでに田ノ上山の黒雲母でもみられたことで，花崗岩中の放射性黒雲母に共通した性質である。表中の No. 272 標本では，淡色の黒雲母が濃褐色のものに較べて放

第2表　黒雲母の放射能

標本		黒雲母の放射能（$T\alpha$）	色
268	関金	0.0199 0.0232 0.0309 0.0332	
235	円谷	0.0183 0.0315	赤褐色
274	矢送村	0.0100 0.0343	
239	円谷東尾根	0.0633 0.0421 0.0136 0.0171	赤褐色 （微粒放射能鉱物を含む）
272	矢送村	0.0085 0.0028 0.0039 0.0050	淡色 カオリン化
249	田郎田屋敷	0.0039 0.0089	
252	柿谷—鉛山間	0.0011	緑泥石縞のある普通の黒雲母
270	関金温泉	0.0510 0.0232 0.0223 0.0111 0.0364	赤色
285	関金北方	0.0312	

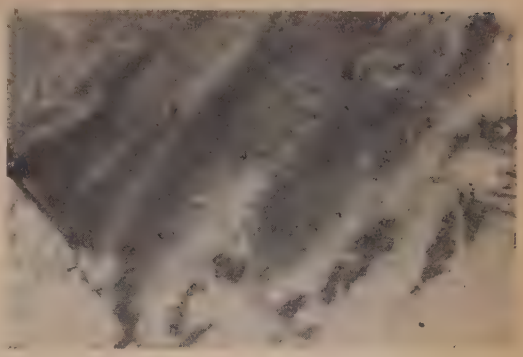
射能が弱く，完全にカオリン化したものはさらに低い。このことは滋賀県三雲信楽長石にもみられる現象で，熱水作用をうけた黒雲母が鉄とともに放射性物質を失う結果である。また黒雲母が緑泥石化した場合には表中の No. 252 にみられるように放射能が弱い。とくに緑泥石化の部分が褐色黒雲母の部分よりもさらに弱い。このことは他の地方の花崗岩でもみられるが，次に述べる広瀬の花崗岩ではとくに著しい。

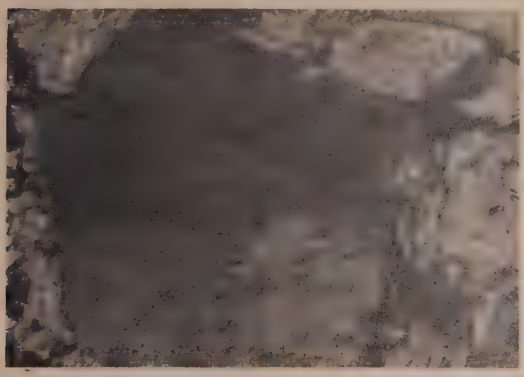
広瀬産捕獲岩様細粒黒雲母花崗岩で最も放射能に富む部分は，黒雲母およびこれに伴なう微粒放射能鉱物（普通に花崗岩中にみられるジルコンとかモナズ石と産状を異にし，写真にみるように二次的に鉱染状にはいる），および褐鉄鉱質黒色鉱物に放射性物質が多い。

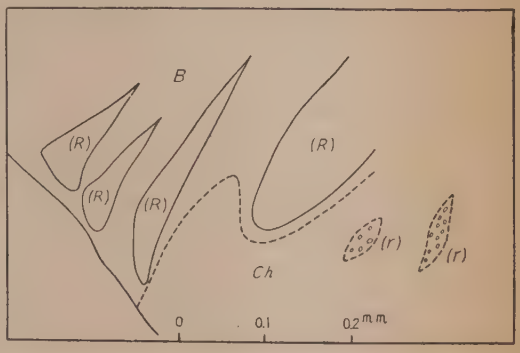
第6図に示すように約 0.5 mm の褐色黒雲母の一部に著しい放射能がある。以下この部分を（R）と略記する。この（R）は局部的に不均一な放射能を示すが，これは以下述べる理由によるもので，おゝよそは $T\alpha=6.8$ 程度の放射能である。第6図のCに示すように，褐色黒雲母は一部分が緑泥石化をうけ，この緑泥石化の影響が及んでいる部分に暗灰色の微粒放射能鉱物（以下これを（r）と略記する）が集合して沈殿している。緑泥石化部分に（R）は存在しないし，また濃褐色黒雲母中には（r）は存在しない。褐色黒雲母の一部に透過光では区

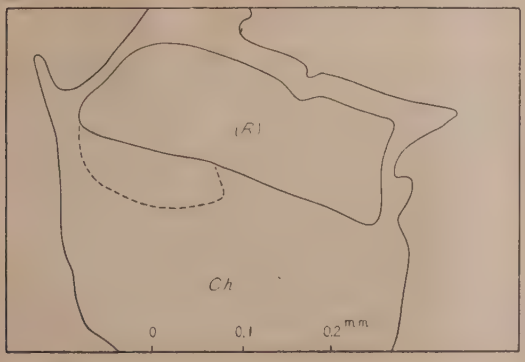
別できないが，反射光が黒雲母と異なる部分があり，これが（R）で強放射能物質である。これらの放射能の数個の値はそれぞれ $T\alpha$=6.82, 6.42, 5.75, 5.21, 2.81, 2.41 と著しい変化がある。

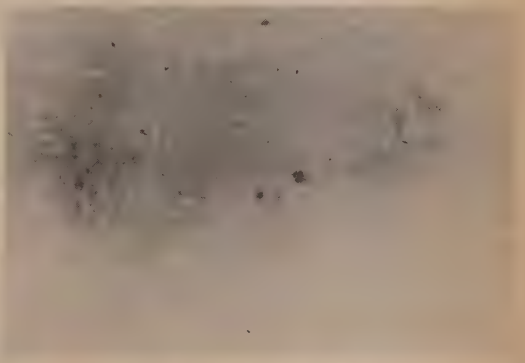
第7図に示すように，黒雲母中の（R）は黒雲母の薬片に挟まつて存在している。図は黒雲母を斜に切つたものである。またこの（R）は必ず黒雲母の外形より内側に存在している。非常に薄いものが黒雲母の薬片と交互に重なりあつているらしく，このため黒雲母部の多い部分（薄片上で）は放射能が弱い。一般に（R）はやゝ濃

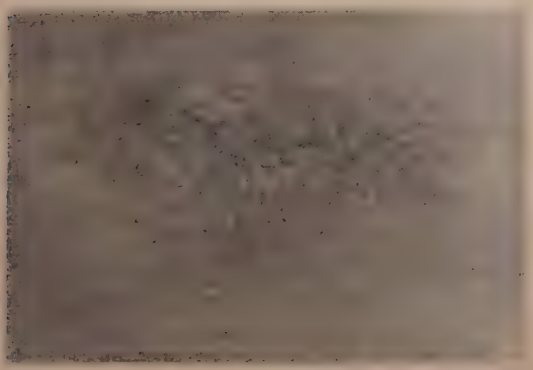




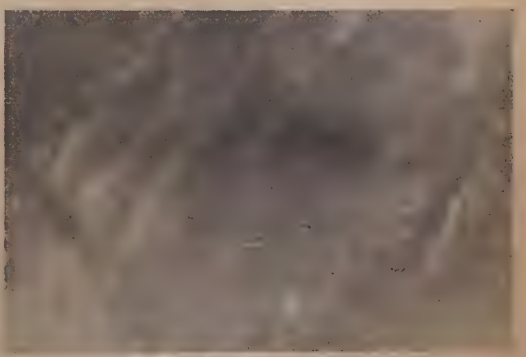




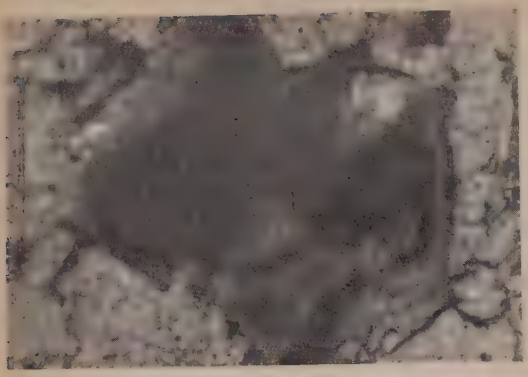


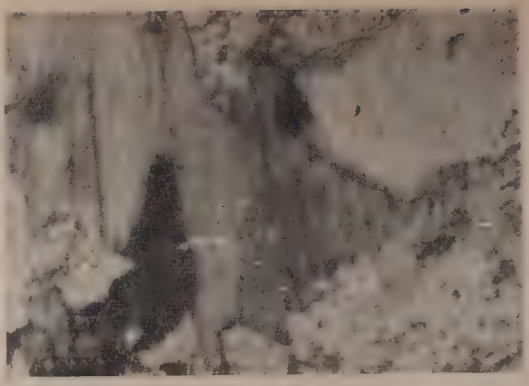


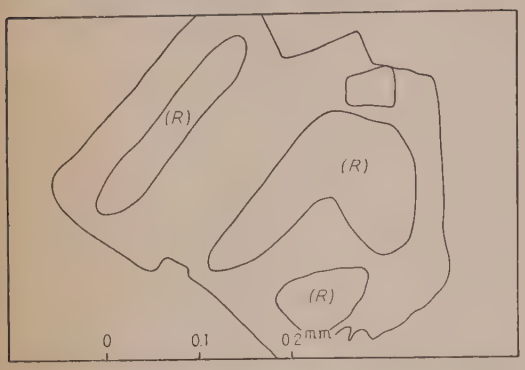
第6図　Ch：緑泥石

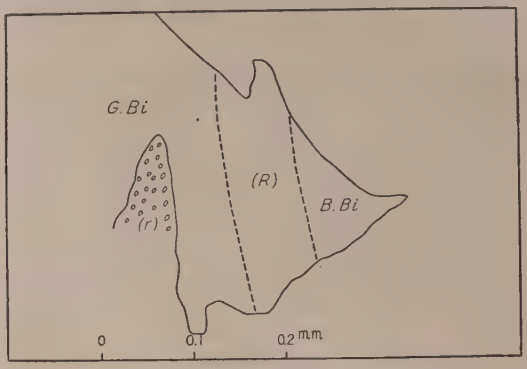


第7図　B：黒雲母　Ch：緑泥石









第9図 G. Bi：緑黄色黒雲母　B. Bi：褐色黒雲母

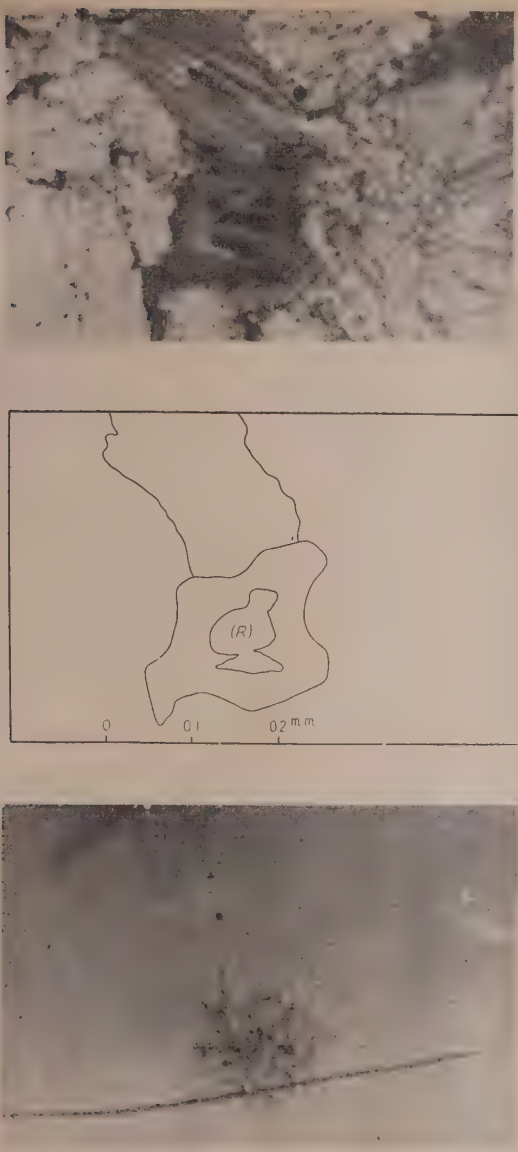
第 8 図

褐色部に多いが，放射能分布と濃褐色部とは必ずしも完全に一致しない。第8図，第9図も同様のもので，黒雲母中に見掛け上縞状に（R）のあることを示す。第6～10図の α トラック・オートラジオグラフは28日露出した結果である。

第10図の写真中にみえる黒雲母中の包有物は，黒雲母の薬片にほゞ平行な（R）で，屈折率は黒雲母より低い無色透明の光学的等方体である。岩石薄片の表裏両者の検鏡結果から，これが黒雲母に挟まれた薄いものであることがわかる。

黒雲母の緑泥石化した部分には，常に微細な暗灰色の微粒鉱物（r）が集中して点在する。粒は微細で約7×10μ程度のもので黒雲母の緑泥石化に伴なつてできたものである。薄片上の形，分布から前記の褐色黒雲母中の（R）が緑泥石化に伴なつて変化してできたもののようである。この（r）の放射能は $T\alpha$=0.831，0.655，0.678，0.496 等と（R）の放射能の約 $^1/_{10}$ で弱い。しかし微粒な鉱物の集まりであるため鉱物の実質的な放射能はこれよりやゝ高いであろう。（r）は緑泥石に多色性ハロを伴ない，その幅はおゝよそ17μである。筆者のこれまでの研究[7]によれば，少なくとも第三紀中新世程度の年令を必要とする註1)。見掛けは赤褐色の褐鉄鉱質物に包まれ，二次的鉱物にみえるが，（r）はその古さから一次鉱物らしい。また（R）は褐色黒雲母中にハロを認めないが，これは透過光が認め難いだけであつて，反射光ではつきりハロの存在がわかる。第7図では（r）は緑泥石中に，また第9図では（r）は赤褐色に染り，

註 1)　二次的沈殿その他できわめて短時間にできたものでない証拠であつて必ずしも厳密な年令ではない。(34. 7. 3)



第 10 図

緑黄色の後期黒雲母中にレンズ状に沈積している。(r) の屈折率は褐色黒雲母よりやゝ高い。以上のように(R), (r) の鉱物決定が残された問題である。非常に微細で僅少であるため目的を果すことができなかつた。

4. 総　括

当地方の花崗岩，なかでも広瀬の花崗岩の放射能は，他の普通の花崗岩とは異なつた放射能特性を示す。これは花崗岩の放射能異常にみられる例であり，この放射性物質を一次的な長石，雲母またはそのなかの鉱物にもつ点を注目すべきである。すなわちこのような放射性物質は，温泉または地下水で容易に他へ移動されうる性質をもつものである。　　（昭和 33 年 9 月稿）

文　献

1) Hayase, I. : Relative Geologic Age Measurements on Granites by Pleochroic Haloes and the Radioactivity of the Minerals in their Nuclei, Amer. Mineral, Vol. 39, p. 761～772, 1954

2) Hayase, I. : The Radioactivity of Rocks and Minerals Studied with Nuclear Emulsion, III, Radioactivity of Biotite of the Tanakamiyama Granite, Shiga Pref. Japan, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Series B, Vol. 22, p. 177～184, 1955

3) Hayase, I. : The Radioactivity of Rocks and Minerals Studied with Nuclear Emulsion, V, Radioactive Behavior of Granites, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Series B, Vol. 24, p. 121～154, 1957

4) 早瀬一一：三朝附近の花崗岩の放射能的特徴と三朝温泉沈殿物の放射能，岡山大学温泉研究所報告，No. 18, p. 3～10, 1957

550.835:551.782:552.5(521.82)

島根県宍道・玉造地域新第三系放射能強度調査報告

徳永 重元* 河野 迪也*

Reconnaissance Investigation for Radioactivity in the Neogene Sedimentary Rocks of the Shinji and Tamatsukuri Areas, Shimane Prefecture

by

Shigemoto Tokunaga & Michiya Kōno

Abstract

This area is located at the northern part of Shimane prefecture in Southwest Japan. The surveyed area has an average altitude of 100 m above sea level forming sloping hills.

A special attention was given to the Neogene sedimentary rocks overlying unconformably the granites. The basement rocks of the area are granitic rocks which composed of a part of batholith extensively exposed in Southwest Japan.

The sedimentary rocks are divided into four formations, in ascending order as follows : the Tamatsukuri, Omori, Kimachi and Fujina formations. The sequence of sedimentation has been broken by two periods of erosion, which are shown by two unconformities, one at the base of the Omori formation and the other at the base of the Kimachi formation.

The granitic rocks are extensively exposed in the southern part of the area, and consist of granodiorite, aplite and biotite-granite. The lower part of the Tamatsukuri formation, representing the basal portion of the Neogene sediments, is composed mainly of light gray coarse-grained arkose sandstone and conglomerate, and is less than 400 m thick. The upper part consists of light gray fine-grained sandstone, tuffaceous siltstone, and is interbedded with tuffaceous materials. It is less than 150 m thick. These two members tend to the east. The Omori formation is composed of variegated siltstone, sandstone and conglomerate which comprises subangular to subrounded cobbles of granite and basalt. Its thickness varies from 50 to 200 m. The Kimachi formation is 150～250 m thick, and consists mainly of sandstone and a few thin interbedded siltstone and conglomerate. The Fujina formation is more than 150 m thick, and is composed of fine-grained sandstone, siltstone and some tuffaceous siltstone. Various marine molluscan fossils occur in this formation. During Neogene time, a series of flows and dikes of varying composition, such as two pyroxene andesite and basalt were erupted and injected from several centers in the area.

The strike of the sedimentary strata trends approximately N 80° E and the dip is to the north about 10～20°. Significant fault and folding on a large scale have not been observed in this area.

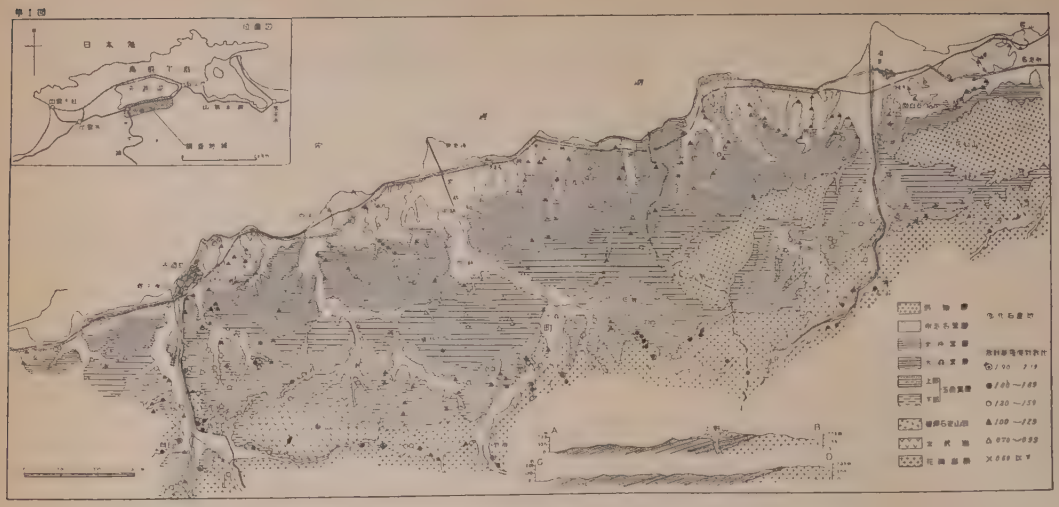
Surface examination with a portable Geiger counter indicated no significant abnormal radioactivity. The average degree of anomalous radioactivity of the formations ranged from 0.19 to 1.35 times the normal background count. The conglomerate of the Tamatsukuri formation is considered to have a possible ore reserve of the radioactive minerals in this area, because an average degree of radioactivity of the bed which consists mainly of decomposed materials of granitic rocks is 1.70 times the normal background count, whereas an average degree of the granitic rocks is 1.56 times the normal background count.

要 旨

昭和32年に当所で行なった自動車放射能探査の結果を参考とし，島根県北部にあたる宍道湖南岸地域において，おもに堆積岩層中の放射能強度を測定した。

今回調査した範囲は，島根県八束郡宍道町および玉湯村地内で，東西約 15km，南北約 3.5kmの地域である。

* 燃料部



第 1 図　　宍道・玉造地域新第三系地質および放射能強度分布図

この調査地域の南縁部からさらに南方一帯には，中国山脈を構成している花崗岩類が広く分布しており，その北側に堆積した新第三系が調査範囲の大部分を占めている

この新第三系は山陰地方における第三系中新統の代表的な地層として知られ，下位から玉造・大森・来待・布志名の4累層に分けられるが，前3者は互いに不整合関係をもつて接している。本系は ENE—WSW の一般走向を有し，10～20°NWN に傾斜する単斜構造を示している

今回の調査に使用した器械は携帯用ガイガー計数器(医理学研究所製DC—P 3型) である。

調査にあたつては，地表における岩石の自然露頭において放射能強度を測定した．岩石の放射能強度の計数値を宍道町本町における自然計数値で割つた値をだし，これを地層別に区分してみると，各累層ごとにこの値の範囲に傾向性があり，いわば地層別の放射能強度が明らかになつた。

この調査地域内ではとくに放射能強度が著しく高い地層はみいだされなかつたが，自然露頭において比較的高い計数値を示した玉造累層下部の粗粒砂岩および基底礫岩は，一応放射能物質の濃集可能な地層として考慮すべきものであろう。

1. 緒　　言

1.1 調査の目的

中国準平原の東部にあたる岡山・鳥取両県境の人形峠附近に含ウラン堆積岩層が発見されてから，これに近接する地域のうち，とくに花崗岩類を基盤とする堆積岩層の分布地域が，放射能物質の賦存可能地域として注目されてきた。

中国地方の各地で行なわれた自動車放射能探査の結果，中国山脈を構成する花崗岩類は全般的に放射能強度が高いことが知られ，島根県東部の八束郡下においても相当放射能強度の高い花崗岩地帯が認められた[註1)]。本調査はこの種の花崗岩類を基盤としている地層のうち，宍道湖南岸一帯に分布する堆積岩層中の放射能強度の調査を行なつたものである。

1.2 調査員および期間

調　　査　　徳永重元・河野通也

調査期間　　昭和32年11月12日～12月7日

調査実日数　20日間

1.3 使用測定器

今回の調査に使用した放射能測定器は携帯用のガイガー計数器で，医理学研究所製 DC—P 3型 である。

1.4 調査の精度

地理調査所発行の2万5千分の1地形図により一応地質概査を行ない，これとともに各地層の自然露頭において岩石の放射能強度を測定した。

調査にあたつては，この地域の地質について広島大学梅垣嘉治教授および多井義郎講師から御教示を賜つた。厚く謝意を表する次第である。

註 1) 昭和32年度調査，未公表

2. 位置および交通

調査範囲は島根県の東部にあたり，松江市の西に接し，宍道湖南岸に位置する。島根県八束郡宍道町および同郡玉湯村にまたがり，東西約 15km，南北約 3.5km，面積約 50km² の東西に細長い地域である。

調査地の北縁宍道湖南岸沿いに山陰本線が東西に走り，地域西縁の宍道町から南方木次方面に木次線が走っている。国道も湖岸沿いに走り，松江市および出雲市間の主要道路となっている。また宍道町から南方へは尾道街道が走り，東縁湯町からは南方の大東町に至る街道が走っており，全般としてはかなり道路網が発達している。

3. 地　形

調査地の南部一帯は中国脊梁山脈の北部にあたり，これから北方に向かつて宍道湖南岸までは標高 200m 前後の丘陵地帯となつており，この丘陵地から宍道湖岸まではさらに低い標高 100m 前後の丘陵が分布している。丘陵地には火山岩が数箇所に分布しており，上野山（標高 236m）・花仙山（標高 199m）などを形成している。

調査地域の南縁部にあたる花崗岩地帯からは玉造川・来待川・佐々布川が北流して宍道湖に注いでいる。

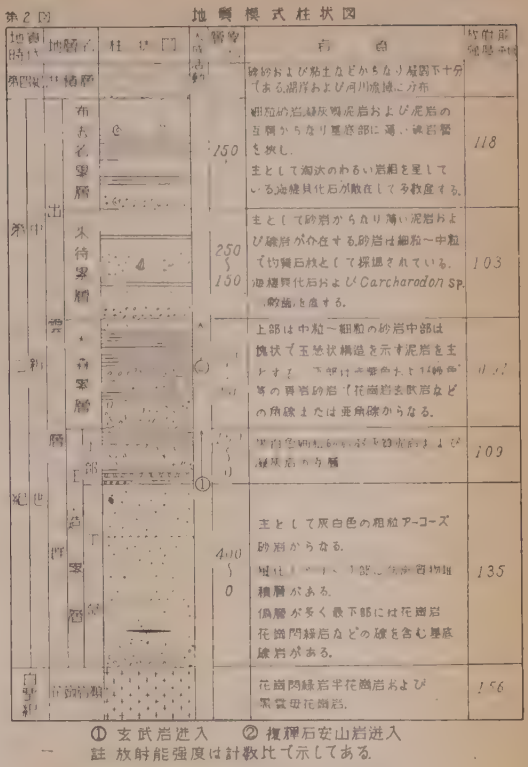
4. 地　質

4.1 概　説

調査地域内には花崗岩類・新第三系・玄武岩・安山岩類および第四系が分布し，それらのうち花崗岩類は調査地域の南縁より南方に広い面積を占めている。新第三系はこの花崗岩類を基盤として堆積し，従来の調査結果[9]によれば，下位から玉造・大森・来待・布志名の 4 累層に分けられている。その一般走向は N80° E で，北に10～20° の傾斜を示し，全般的に北方に緩斜する単斜構造をなしている。

前章で言及したように，新第三系の分布地域には玄武岩および複輝石安山岩が数箇所に分布し，西から東山・上野山・花仙山などを構成している。これらの玄武岩および複輝石安山岩は，それぞれ大森累層および来待累層の堆積前に主として熔岩流として噴出したものとみなされている註2) が，一部は岩脈状をなして分布している。

宍道湖南岸一帯に分布する新第三系は，一括して出雲層群といわれており，岩相は東西方向に変化が少なく，前記の地層区分は湖の南岸一帯に適用できる[5]。最下位の玉造累層中に産する有孔虫化石[5]や，調査地域内においては最上位の布志名累層中から，かつて *Desmostylus japonicus* TOKUNAGA et IWASAKI が産出した[5]ことなどから，新第三紀中新世前期から中期にわたるものとされている。また湖の南岸地域においては，北へ傾く単斜構造をなすが，湖の北岸地域においてはおもに南に傾く地質構造を呈している。しかし湖の北岸地域では，出雲層群に相当する地層は，岩相が南岸地域のものと著しく異なつている。これらは宍道層群といわれていて，おもに海成層の砂岩・泥岩などからなつている。最上位の松江累層は，湖南の出雲層群の最上位層に対比されている。したがつて，宍道湖を隔てた南と北とでは岩相の変化が相当にあり，まだ累層別の正確な対比は完成されていない。



第2図　宍道・玉造地域地質模式柱状図

4.2 各　説

4.2.1 花崗岩類

本岩類は新第三系の基盤をなしており，黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩・半花崗岩などからなる。中生代末期に迸入したものと考えられているが，この地域の花崗岩類は中国地方の脊梁山脈を構成しているものの一部である。

註 2) 玄武岩および安山岩類の地質時代ならびに産状などについては，今回詳しく調査することができなかつたので，富田・酒井の調査結果[9]によつた

調査地域の南方数箇所においては，この花崗岩類の風化部から造岩鉱物である磁鉄鉱を採取して精錬した跡があり，当時のカラミが諸所にみられる。

この花崗岩類は調査地の西方に隣接する出雲市の南部では，石英斑岩・角閃黒雲母花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩・優白花崗岩などから構成されており，これら両地域の花崗岩類はいずれもいわゆる山陰型花崗岩の一部である。

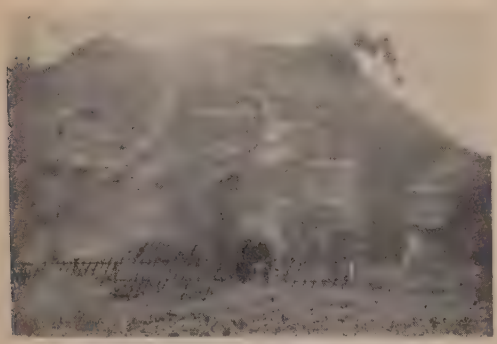
4.2.2 玉造累層

本層は玉湯村玉造附近を模式地とする地層で，おもに粗粒砂岩からなるが，上下2部に分けられる。上部はアーコーズ砂岩および礫岩の互層からなり，一部に泥岩を挟むことがある。下部はおもに淡褐色または灰白色の細粒から粗粒に及ぶアーコーズ砂岩からなる。この砂岩は層理が上部のものに較べて明瞭でなく，偽層が発達し風化しやすい。

本累層は調査地南縁一帯に広く分布する花崗岩類の上に不整合にのり，調査地域内では玉造附近から西へ宍道町の南方まで幅広い帯状をなして分布している。

玉造累層の最もよく発達しているのは玉造附近および宍道町下倉附近で，その層厚は両区域とも 350～400m を示している。

下部： 粗粒のアーコーズ砂岩を主とする地層で，花崗岩類の上に不整合関係でのっている。灰白色または淡褐色を呈し，宍道町坂口附近では薄い炭層を挟有している。これはかつて採掘されたことがあるが，現在では中止されており，その炭丈・炭質などは確認できない。花崗岩類と接する部分には，花崗岩類の大小種々の大きさの礫が含まれ，砂岩には偽層が多い。



図版 1 宍道町西代における玉造累層下部の砂岩層

上部： 下部に較べて一部に泥岩を挟有するようになり，砂岩も中粒を主とする。調査地東辺の玉造東方および宍道町佐倉東方では，直接花崗岩類の上にのるところもある。

玉造累層は東方に至るに従つて薄くなり，松江市南西方ではほとんど認められなくなる。西方は出雲市の南方まで連続的に分布しているが，その層厚は次第に薄くなつている。

4.2.3 大森累層

本層は宍道町大森附近を模式地とする砂岩・礫岩などの互層で，玉造累層とは不整合関係を示し，大森附近ではその層厚約 200m である。本層は礫岩・砂岩・凝灰質泥岩などの互層からなり，全般に凝灰質の部分が多く，風化して緑色または暗紫色・褐色など種々の色を帯びることがあり，これが1つの特徴となつている。すなわち，調査地西縁部の木次線沿線西代附近では，細角礫岩は暗紫色を呈し，宍道町上白石南方では赤褐色泥岩が多く，大森附近では青緑色の細礫岩層が多くみられる。

本層基底の礫岩層は，きわめて顕著で，調査地全域にわたつてほゞ確認できる。礫は花崗岩および玄武岩の礫を主体とし，これに僅かに砂岩・泥岩の礫を混じえている。これは宍道町白石から下倉に通ずる道路傍，同町横

図版 2 大森西方における大森累層基底礫岩

見西方，大森南西方，同町佐倉北方などで確認でき，その礫はいずれも人頭大から拳大に至る大きさを示している。

4.2.4 来待累層

本層は宍道町鏡附近で最もよく観察でき，塊状砂岩を主とし，一部に泥岩および礫岩を挟むことがある。

砂岩は一般に淡青灰色を呈し，風化すれば淡褐色～灰褐色を呈し，堅いので山稜を形成することが多い。砂岩中に挟まれてまれに貝化石の密集層がある。鮫歯の *Carcharodon megalodon* CHARLESWORTH の産出[9]がかつて報告されているが，今回の調査においても *Carcharodon* sp. を数個採取した。

本層上部の砂岩は，図版3でみられるように，やゝ成層をなすことが多い。その層厚は 150～250m で，東方においては著しく薄化する。基底には細礫岩層があり，下位の大森累層とは不整合関係を示す所もあるが，全般的にはあまり顕著でない。

図版 3　宍道町南方における来待累層上部の砂岩

4.2.5 布志名累層

本層は玉湯村布志名附近に標式的発達を示す地層で，砂岩および泥岩の互層からなる。今回の調査地域内においては新第三系の最上位層にあたる。

調査地域西部の宍道町近傍では，従来の層序区分によればこの累層の下部が分布しており註3)，泥岩や淘汰の悪い砂岩・礫岩などの互層からなる。砂岩中には貝化石の破片を含んでおり，黄褐色または灰褐色を呈し軟かい。また調査地中央部の宍道湖畔に分布しているものには，細かく砕ける岩質の泥岩が多く，東部に至れば砂岩が多くなる。

この地層からはすでに言及したように，かつて *Desmostylus japonicus* TOKUNAGA et IWASAKI が発見されている[9]。

調査地域内においては全層が露出していないので，本累層の厚さは確認できないが，少なくとも 150m 以上ある。なおこの層中に介在する粘土層は，布志名附近において窯業原料として使用されている。

4.2.6 洪積層

本層は礫・砂および粘土からなり，凝固不充分な岩質である。層理は明瞭でなく，下部は礫岩および砂岩からなり，上部は粘土質である。

本層はおもに調査地域の北部の宍道湖岸および湖に流入する川の両岸に分布し，来待・布志名の両累層を覆っている。

4.2.7 玄武岩

本岩は灰黒色を呈する堅い緻密な岩石で，肉眼的には斜長石や輝石の斑晶が認められる。おもに調査地南西隅の宍道町東山を構成しており，花崗岩類および玉造累層を覆うような分布をしている。また玉造の東側では玉造累層下部と花崗岩類の境に岩脈状をなして貫入している。

この玄武岩の噴出時期は富田・酒井の研究[9]によれば，玄武岩熔岩流が玉造層を覆い，また大森層の基底礫岩にこの玄武岩の礫が含まれているということから，玉造層堆積後で大森層堆積前とされている。また迎[3]によれば，島根半島一帯の中新世火山活動は3期に分けられ，玄武岩の噴出時期は大森層堆積時とされているので，筆者らも玄武岩の噴出時期は，玉造累層上部堆積時より大森累層堆積時の間とみなしておく。

4.2.8 複輝石安山岩

本岩は灰黒色を呈し，堅く緻密な岩石で，斑晶として長石類・輝石などが認められる。大森累層を覆うような分布をしているが，一部岩脈状に貫入しており，西から上野山・花仙山などを形成している。

迎[3]によれば，大森層は前述の玄武岩とこの複輝石安山岩に挟まれた火山砕屑岩層をいい，玄武岩・大森層・複輝石安山岩等を一つの火山活動の時期としてまとめている。筆者らもこの安山岩が来待累層によつて不整合に覆われていることを確認しているので，この安山岩の噴出時期は大森累層堆積末から来待累層堆積前と考えたい。

4.3 地質構造

新第三系は調査地南縁に露出している花崗岩類を基盤として堆積しており，地層の一般走向は N80° E の方向で，傾斜は 10～20° N の単斜構造を示している。

断層には E—W 方向に走るものがあるが，落差の大きいものはない。

単斜構造をなすこの地域の新第三系は，宍道湖北岸地域においては南に傾き，湖の中央部にほゞ E—W 方向に走る向斜軸の存在が予測される。

5. 測定結果

5.1 調査方法

上記の新第三系各累層中に含まれる放射能物質の分布状態を知るために，各岩層の自然露頭において放射能強度を測定した。

測定方法はいずれも自然露頭において，G-M管註4)と露頭面との距離を常に一定（約 9cm）に保ち，3分間の計数値を測定した。自然計数値の測定は調査期間中宍道町本町における定地点（宿舎）において，計数値を3分間測定した。

5.2 放射能強度

調査地域内の各測定地点における放射能強度としては，その地点における計数値の定地点における自然計数値に対する比率，すなわち計数比で示した。

註 3) 上部は松江市近傍に分布している。

註 4) Geiger-Müller 管

測定結果は第2図に示したように，各測定地点における計数比を 0.70 以下，0.70～0.99，1.00～1.29，1.30～1.59，1.60～1.89 および 1.90～2.19 の6段階に分けて地質図上に示した。

測定の結果を各累層・岩質別にまとめると第1表および第2表のようになる。

第1表　地層別平均計数比一覧表

地層名	計数比	計測試料数
布志名累層	1.18	55
来待〃	1.03	140
大森〃	0.91	46
玉造〃 上部	1.09	32
〃 下部	1.35	76
花崗岩類	1.56	70

第2表　地層別・岩質別平均計数比一覧表

	岩質	計数比	計測試料数
布志名累層	泥岩	1.21	27
	細粒砂岩	1.15	18
	中粒砂岩	1.07	4
	礫岩	1.19	3
来待累層	泥岩	0.91	7
	細粒砂岩	1.05	48
	中粒砂岩	1.09	7
	粗粒砂岩	0.94	12
	礫岩	1.03	1
大森累層	泥岩	0.83	5
	砂岩	0.94	10
	礫岩	0.95	10
	角礫岩	0.86	14
玉造累層 上部	泥岩	1.17	14
	砂岩	1.18	8
	凝灰岩	0.95	7
	礫岩	0.86	2
玉造累層 下部	細粒砂岩	1.37	17
	中粒砂岩	1.41	19
	粗粒砂岩	1.32	23
	礫岩	1.70	8

第1表に示したように，新第三系各累層中では玉造累層下部が最も高い値を示し，このなかでも基底礫岩が高い。

本累層の放射能計数値が高いのは，平均 1.56 の計数比を示す花崗岩類に由来するアーコーズ砂岩から構成されているためであろう。これより上位の地層はさらにこの玉造累層よりも計数値が低く，花崗岩類から離れるに従つて計数値が低くなる。またこれを岩質別にみるときは，同一層中においても計数値に多少の差異がある。一般に泥岩において計数値は低く，粗粒なものほど計数値が高くなる傾向がある。

来待累層においては，砂岩部分の計数比の値が 0.85～1.15 の間にほゞ一定しているが，その中部に著しく低い部分があり，地質図においてみられるように東西方向にその帯は連続する。

以上のように宍道湖南岸に分布する新第三系については，概略ながらその放射能強度の傾向が把握できた。

調査地域南方の花崗岩類の上にのる新第三系については，予察的調査を島根県飯石郡三刀屋町高窪近傍で行なつた。こゝにはかつて稼行された玉造累層より下位のものと考えられる夾炭層が分布しているが，その分布範囲が狭く，かつ露出も悪く，放射能強度のとくに高い所は見当らなかつた。

5.3　測定結果についての考察

本地域の地質状況を考えて放射能物質の鉱床があるとすれば，コロラド高原にみられるような，いわゆる砂岩型 (sandstone type) に類似した鉱床が期待できよう。

この場合放射能物質の起源としては大別して次の2つの場合が考えられる。第1には，複輝石安山岩・玄武岩および地層中に挟まれている凝灰質岩層などが，もし放射能物質の起源となるものであれば，たとえそれらが僅かの放射能物質しか含まないものにせよ，それらから沪過濃集された放射能強度の強い部分が層序に関係なく，これらの岩石と接する地層中にみいだされるはずである。しかし本地域では大体層序的に下位のものから上位のものへと放射能強度が低くなつているので，これら火成起源の岩石および地下からの熱水溶液は本地域では放射能物質の起源になりえないと考えられる。

第2に考えられることは，基盤の花崗岩類はそれ自体ある程度の放射能強度を示し，基盤に近い地層ほど放射能強度が高いことを考えれば，本地域における放射能物質の起源は基盤の花崗岩類に求められる。

玉造累層下部がおもにアーコーズ砂岩からできていることは，基盤の花崗岩類が風化侵食されてあまり遠く運搬されずに堆積した岩層であることを示している[註5)]。基盤に最も近い本層の放射能強度が他の地層より高いことは，花崗岩類中の放射能鉱物がこの地層に定着しやす

註 5) 玉造累層の岩相が一様であること，粗粒砂岩であることなどから，その堆積環境は陸地に近いあまり水流のはげしくない所と推測される。

い環境であったことを示しており，このなかで基底礫岩がもっとも高い値を示している。透水性が良い基底礫岩中の放射能物質は，堆積後に地下水および地表からの浸透水などによる移動も考えられ，自然露頭においてはたとえ堆積当時放射能物質があつたとしても，現在は風化により放射能強度が低くなつていることは当然である。

鉱床生成可能な成因を考えると，初生的には内湾・沼沢のような比較的水流のはげしくない地域に堆積した地層中に，放射能物質が含まれていたと考えられる。また後生的には透水性の悪い岩層と互層している透水性の良い岩層中に，放射能物質を溶かした地下水がはいり，そこで停滞することによつて，鉱床生成の可能性がある。

6. 結　論

1) 調査地域内における堆積岩層中の放射能強度は，基盤の花崗岩類から離れるに従つて上位の地層ほど計数値が小さくなる傾向がある。

2) 岩質別による計数値の差は地層別におけるより著しくない。しかし全般的にいつて，細粒堆積物より粗粒の方が高い。

3) 今回の調査ではとくに顕著な放射能強度の異常地点は認めることができなかつたが，自然露頭で自然計数値の約1.7倍の値を示した玉造累層の基底礫岩層は，放射能物質の鉱床が期待できそうな地層と考えられる。

したがつて今後本地域の放射能物質の鉱床を探査するとすれば，上記の層準の追跡はもちろんのこと，堆積環境の調査，堆積後の地下水の移動および地表水の浸透状況などを調査することが必要と考えられる。

（昭和32年11月調査）

文　献

1) 小林貞一：日本地方地質誌，中国地方，朝倉書店，1950

2) 迎三千寿：The Miocene in the Southern Area of Izumo City, Shimane Prefecture, Japan, Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 1, No. 4, 1954

3) 迎三千寿：The Miocene Volcanic Activity in San-in District, South-western Japan, Part. 1, Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, Vol. 1, No. 4, 1954

4) Mckelvey, V. E. : Search for Uranium in the United States, U. S. G. S. Bull., 1030-A, 1955

5) 岡本和夫・多井義郎：島根県出雲市南部玉造層群の中新世小型有孔虫化石群，地質学雑誌，Vol. 63, No. 741, 1957

6) 酒井栄吾：宍道湖南岸地域で知られているデスモステイルスの産地について，地質学雑誌 Vol. 42, No. 498, 1935

7) 多井義郎：島根半島中央地区の層序と構造，地質学雑誌，Vol. 58, No. 687, 1952

8) 多井義郎：島根半島中央地区の層序と構造（続），地質学雑誌，Vol. 59, No. 690, 1953

9) Tomita, T. & Sakai, E. : Cenozoic Geology of the Huzina-Kimati District, Izumo Province, Japan, Shanghai Sci. Inst., Sec. 2, Vol. 2, 1938

553.495:550.835(521.44)

概　報

福井県内外海鉱山調査報告

鵜飼保郎*

On the Radioactive Anomaly in the Scheelite-Molybdenite-Chalcopyrite Deposits of the Uchitomi Mine, Fukui Prefecture

by
Yasuo Ukai

Abstract

The author detected intense radioactive anomaly in the scheelite-molybdenite-chalcopyrite deposits of the Uchitomi mine in Fukui prefecture. Under the microscope, numerous euhedral uraninites were observed in or near the crystals of biotite, chlorite, allanite, zircon and heavy metallic minerals. The chemical and X-ray investigation of the heavy black minerals concentrated by the panning method demonstrated that these black minerals consist of a large amount of uraninite, zircon and a small amount of allanite, and the lattice dimension of the uraninite is $a_0=5.41$Å, that is, relatively smaller than that of common uraninite.

要　旨

筆者は昭和32年12月，小浜市松ケ崎の内外海鉱山を調査した際に，その坑内および露頭において放射能異常を認め，その後検討の結果ウラン鉱を確認することができたのでその概要を報告する。本鉱山は，小浜市の北西鍬崎と相対峙して，小浜湾を扼する松ケ崎の先端部に位する。当地方は，粘板岩・角岩・砂質頁岩の累層で，一般走向は北東—南西で，北西40～60° 傾斜した単斜構造である。松ケ崎附近から海岸線に沿つて，北東方向に黒雲母花崗岩が帯状に迸入し，松ケ崎の先端部に古生層の一部を残している。花崗岩に接する古生層は著しく珪化作用を蒙り，これらの岩石は堅緻な片状組織を示している。本花崗岩を顕微鏡下で観察すると，カリ長石・黒雲母・緑泥石を主成分とし，斜長石・褐簾石と少量のジルコンを伴なう閃長岩質の花崗岩で，石英の量は一般に乏しい。長石・黒雲母は，しばしば局部的に変質して緑泥石化作用，高陵土化作用を蒙つている。

鉱床はこれらの花崗岩と古生層の接触部に近く，主として花崗岩中に発達した気成型の灰重石・輝水鉛鉱を主とする鉱染状の鉱床である。松ケ崎の西端部をなす古生層に接する部分においては，その接触部に沿い，局部的に黄銅鉱・輝水鉛鉱・黄鉄鉱の鉱化作用を伴ない，ウランの分布もこれらの鉱化作用の特質に支配され，灰重石の微晶が花崗岩の節理面に沿つて胚胎されている附近は，一般に放射能強度がやゝ高く（50～100cpm），輝水鉛鉱・黄銅鉱を濃縮している部分にその放射能強度がとくに強い（500～1,000cpm）傾向が認められた。これらの鉱化帯の鋪幅最大は2.6mであるが，走向延長約10～20mの範囲に限られた2～3の富鉱体をその接触部に胚胎している。該鉱石の薄片を鏡下に観察すると，立方体の閃ウラン鉱が灰重石・黒雲母・褐簾石および緑泥石の結晶に接し，あるいはそのなかに数多く晶出して鮮明な暈を呈しているのがみられ，X線による検討の結果その格子常数5.41Åとなり，Brooker, Nuffield の研究の結果酸化の進んだ $UO_{2.4}$～$UO_{2.5}$ に相当する閃ウラン鉱に該当することが判明した。

すなわち閃長岩質花崗岩の固結直後において，残漿の自変質作用に伴なわれて，そのなかに濃縮されてきたウラン・稀土類元素・ジルコニウムなどの稀元素を，閃ウラン鉱・褐簾石・ジルコンとして結晶せしめたものと考えられる。金属鉱物の共生関係については，タングステン・モリブデン成分もその同一残漿中に濃縮されていたもので，接触部や節理，断層破砕帯のような内圧の低下する構造線の部分に，それらの残漿が移動し易く，そこに自変質作用を生じる結果となり，鉱床を形成したもの

* 地質調査所調査員，京都大学理学部地質学鉱物学教室

と考えられる。

1. 緒　言

工業技術院地質調査所から核源料資源調査の目的で表記鉱山の調査を依嘱され，昭和32年12月10日から約10日間現地の調査を実施した。採取した試料の室内研究は未完成であるが，酸化ウランの含有量約80%に達する閃ウラン鉱と同定される鉱物を発見することができたので，こゝに予報としてその鉱床の概要を報告する。なお今回の調査にあたり帝国鉱業株式会社尾崎氏の協力を得たことを感謝する。

2. 鉱　区

鉱区番号　福井県旧試登　第2,527号
鉱種名　Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W 鉱
鉱区面積　390,000坪 (9,541アール)
福井県小浜市泊地内　内外海鉱山

3. 位置および交通

主要な鉱床は小浜市の北西，鍬崎と相対峙して小浜湾を扼する松ケ崎の先端部に位し，附近は花崗岩の絶壁数10mに達し，日本海に臨む蘇洞門と称する日本海屈指の景勝の地である

陸路は小浜市より若狭・堅海・泊の部落を経て海岸線を山麓沿いに松ケ崎に達することができる。この間泊まではようやく牛馬車を通ずる程度の道路があるが，それより山元に至る約3kmの間は，山腹沿いの山道で，ときに急峻な絶壁がある。海路は小浜市より泊港まで1日3往復の船便があり，さらに泊港から松ケ崎の現場まで小船を利用することもできるが，冬期の数カ月は波浪荒く接岸が困難である

4. 地質および鉱床

当地方は，粘板岩・角岩・砂質粘板岩・珪岩の互層からなる秩父古生層の累層で，その一般の走向は北東—南西で北西に40～60°傾斜した単斜構造であるが，所によりその走向N20～90°Eに変化し，傾斜もしばしば垂直な所がある。

第1図の地質図に示すように，松ケ崎附近から海岸線に沿つて，北東方向に帯状に角閃石黒雲母花崗岩が迸入し，松ケ崎の先端部に古生層の一部を残すが，若狭湾に面する日本海岸にはこの花崗岩が一面に露出している。また久須夜ケ嶽 (619.1m) の南西斜面の古生層中には，飛地状に花崗岩の岩株がみられる。花崗岩に接する古生層は著しく珪化作用を蒙り，これらの岩石は堅緻な片状組織を示している。花崗岩中には径数cmから数mに達する角礫状あるいは円味を帯びた塩基性岩の捕獲岩が多く含まれている。花崗岩中には北東—南西方向の節理および断層が発達し，いくつかみられる水門も，また地形図に現われたその急峻な地形も，これらの地質構造上の影響に支配され，蘇洞門の奇観もこれによつてできたものである。

第1図　内外海鉱山附近地質図

鉱床はこれらの花崗岩と古生層の接触部に近く，主として花崗岩中に発達した気成型の灰重石を主とする鉱染状の鉱床で，第1図に示すように花崗岩中の有色鉱物，長石を交代した灰重石が不規則に散布している場合と，花崗岩の節理面に沿つて灰重石の微晶を伴なう鉱條がある。そのいずれの場合も黄銅鉱・輝水鉛鉱・黄鉄鉱の鉱化作用を伴ない，その上盤の古生層に接する部分においてはかなりそれらの濃縮した部分が認められる。

ウランの分布もこれらの鉱化作用の特質に支配され，花崗岩中に散布する比較的粗粒な灰重石の部分は，放射能強度も弱く，灰重石の微晶が節理面に沿つて胚胎されている附近は，放射能強度がやゝ高く，とくに輝水鉛鉱・黄銅鉱を濃縮している部分に最もその強度が強い傾向が認められる。

5. 各鉱床の放射能強度

従来当鉱山において，タングステン鉱・銅鉱を主として稼行された坑道は第2図に示されているように，1坑，2坑，3坑，4坑，5坑，6坑のほかに小山下坑・小山上坑の8坑道が開さくされ，それらのうち1坑，2坑は松ケ崎鉱床として本鉱山の主要な部分である。

今回の調査もこれらの坑内の放射能強度を測定するとともに，さらに露頭部の放射能異常を注意して調査した。またそれらの試料の一部は蛍光分析法を用い，微量ウランの含有量を定量した。

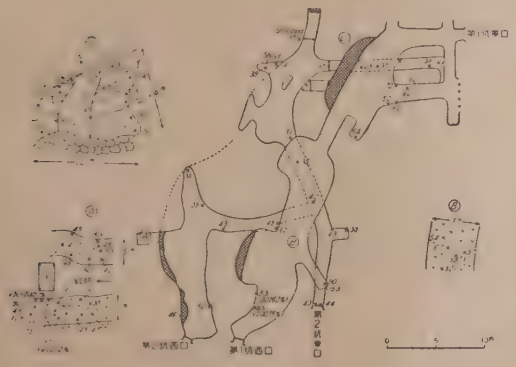
第 2 図

5.1 松ケ崎鉱床

従来稼行された本鉱山の主要鉱床で，第3図aに示されたように，上盤の粘板岩に近接する花崗岩中に，灰重石を濃縮する部分があつて，その2坑地並以上の鉱石はほとんど採掘ずみであるが，坑内の放射能強度，とくに放射能異常を示した2坑西口斜坑および露頭附近の状態については第3図aに示された通り，坑内における放射能強度は概して弱く，30～50 cpm 程度であるが，斜坑の下部（A），第1坑西口より約10mの所（B），および第1坑東口上部の露頭（C）の所で 100～200cpm の放射能異常が認められた。（A），（B）はいずれも優白質の花崗岩の節理面に沿つて灰重石の微晶を伴なう部分に50～130 cpm の値を示す。（C）の露頭においては輝水鉛鉱・黄銅鉱を著しく濃縮し，鏈の内2.6mに及ぶ鉱化帯は 100～200 cpm で最高 1,200 cpm を示した。この部分から採取した試料を −100 mesh に粉砕し，水簸して得られた黒色の重鉱物を検討した結果，後に述べるような閃ウラン鉱になることを確かめることができた。これら試料の蛍光分析の結果は第1表に示すように露頭（C）の平均ウラン含有量 0.149％，坑内試料 0.005～0.026％ 程度である。

第 1 表

試料番号	ウラン含有量 (%)	放射能強度 (cpm)
39	0.0071	53
55	0.0052	97
64	0.0051	130
73	0.0262	53
74	0.0075	65
露頭（C）	0.149	500

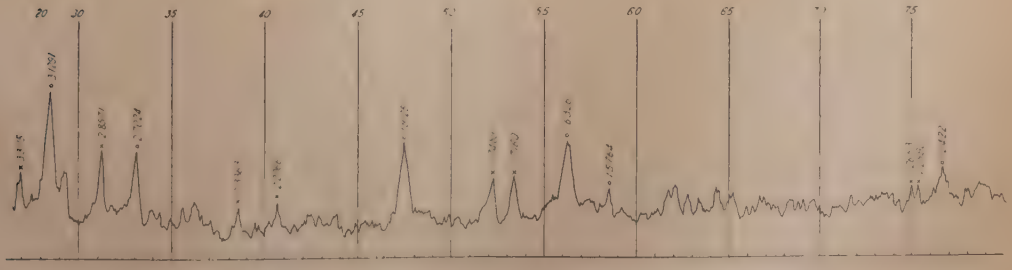


第 3 図 a

松ケ崎鉱床露頭部より採取したウラン鉱石を −100 mesh に粉砕して水簸した黒色鉱物を化学分析した結果

Sample	0.0130 g	(110 c 乾燥)
SiO_2	0.0008 g	6.2％
U_3O_8	0.0108 g	83.1％
$Fe_2O_3+Al_2O_3$	0.0003 g	2.3％
		91.6％

ほかに硫化物の沈殿少量（主として M），すなわちその主要成分は U_3O_8 となる。これを Uraninite の組成の UO_2 に換算すれば 79.94％ に相当する。残余の成分については試料が不足のためさらに別試料について詳しく



第 3 図 b　Diffraction Pattern of Uraninite from the Uchitomi Mine

検討中である。

本鉱山については Geiger Counter X-Ray Diffractometer で，その粉末試料をX線的に検討した結果，第3図bに示す通り Uraninite の回折線に近似した数本の回折 peak を得た。

これは Canada 産の Uraninite に較べて d の値が 2θ の低角度の領域において最大 0.03 Å の差異を示すが，それらの回折強度との関係もきわめてよく一致し，Uraninite と同定することにした(第2表)。

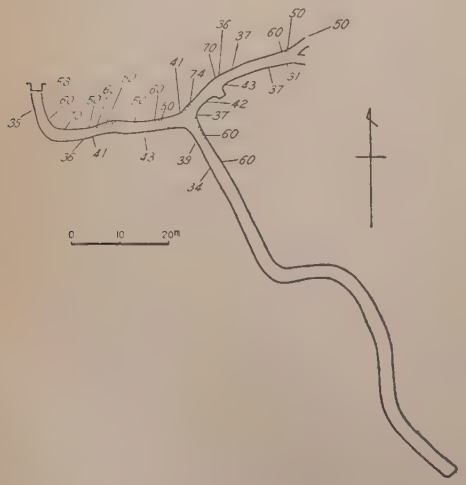
第 2 表

内外海鉱山産 Uraninite			Canada 産 Uraninite		
I	d	hkl	I	d	diff. A
100	3.13	(111)	100	3.16	−0.03
60	2.70	(002)	50	2.73	−0.03
70	1.913	(022)	80	1.935	−0.022
70	1.633	(113)	80	1.648	−0.015
30	1.576	(222)	20	1.576	±0
	—	(004)	10	1.366	—
50	1.242	(133)	30	1.252	−0.010
30	1.223	(024)	30	1.221	+0.002

また第3図bに示すように Uraninite に相当する回折 Peak のほかに 3.31Å (14)，2.857Å (19)，2.336Å (12)，2.207 Å (12)，1.749 Å (16)，1.716 Å (17) etc. でかなり回折強度の強い peak がみられるが，これらが共存鉱物に基因するものと思われるが，まだ検討すべき問題が残されている。

5.2 3 坑

松ケ崎に迸入する花崗岩中で，上部地表に露出する水鉛の鉱染状露頭の下部状況を探鉱すべく海面上約 16m 地並に開坑されたもので，所々に水鉛ならびに灰重石の散布する部分に放射能の異常を認めたが，とくに坑口から約 50m 掘進した坑内分岐点附近において，やゝ放射能異常が強く最大 74cpm 程度であつた。本坑はなお 90 mにして上盤古生層粘板岩に逢着して掘進を中止しているが，その接触部には特別な放射能異常は認められなかつた。

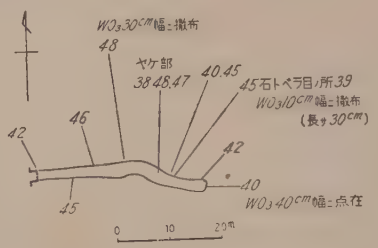


第4図　3 坑放射能強度分布状態

5.3 小山下坑

本坑は海面上 12m の地並に坑口を設け，迸入花崗岩の下盤際にて，古生層との接触部の鉱況を探鉱するもので，その延長約 25m である。

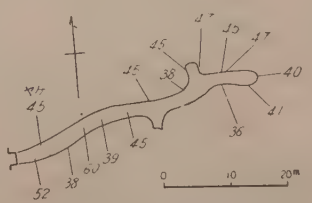
坑内における放射能強度は第5図のように自然係数 (38cpm) よりやゝ高い程度で，坑内中間および引立附近において，灰重石がそれぞれ 30cm，および 40cm の幅に散布する箇所が認められたが，とくに放射能の強い部分は認められなかつた。



第5図　小山下坑放射能強度分布状態

5.4 小山上坑

小山下坑の上部 27m 地並すなわち海面上 39m 水準地並にて，花崗岩中に発達する延長 4 m，最大幅 30cm の緑青の生ずる不定な焼け脈を探鉱するもので，坑内延長



第6図　小山上坑放射能強度分布状態

約 45m に達する。

坑内には花崗岩の節理面附近に灰重石の散布する部分があり，とくに引立附近において，その密度大きく，坑道掘進の際採掘した灰重石の坑内貯鉱 2 カ所で合計 10 t があつたが，放射能強度は最高 60cpm であつた (自然係数 39 cpm)。

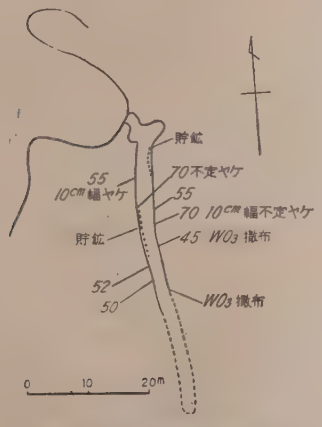
試料	U 含有量 (%)
小山上坑 No. 75	0.001
小山上坑貯鉱上鉱	0.004

5.5 4 坑

地表面にある幅約1mの不定緑青附着の露頭下部探査の目的をもつて，山腹より斜坑で約3m掘下つた後，花崗岩中を，南方に向かつて探鉱している全延長約24mである。坑内には約4カ所に10cm幅の不定な焼け脈があり，この部分は他の部分より放射能強度もまたやゝ強く，最高70cpmである。

その他3，4カ所に灰重石の散布する部分が認められた。また坑内には掘進当時採掘した灰重石散布の貯鉱2カ所に合計約20tあり，貯鉱A（18t）は平均56cpm，貯鉱B（2t）は平均57cpmであつた

試料	U 含有量 (%)
4 坑 摑 取 A	0.0011
4 坑 W 上 鉱	0.0022
4 坑 や け	0.0025

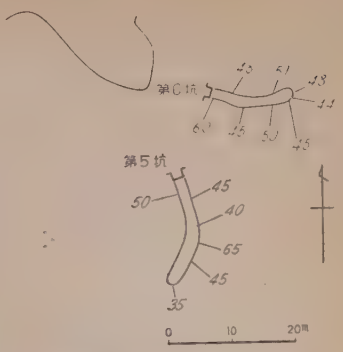


第7図　4坑放射能強度分布状態

5.6 5 坑

明治時代鋼を稼行する目的で，地表小谷に露出するやけ脈下部を探鉱した旧坑であつて，上記4坑の東方直距離約70mの所から海面上約25m地並に坑口を設け，小山下坑および第3坑引立に露出する花崗岩と粘板岩の接触部延長に相当する部分を掘進したもので，延長約15mである。したがつて坑道右壁は粘板岩，左壁は花崗岩である。

坑口から約8mの地点で放射能強度最も大きく65cpm程度であるが，一般に低く，灰重石はほとんど認められない。



第8図　5坑放射能強度分布状態

5.7 6 坑

花崗岩と粘板岩の接触部附近にある，水鉛の附着するやけ露頭の深部を探鉱した旧鉱で，5坑の北方約10mの地点から，5坑と同じ地並に掘進されている　なお該露頭はその走向N75°Wで直立し，最大幅20cm程度である。坑道は鏈押延長約10mであつて，鉱脈は引立約2m手前では灰重石が散布しているが，引立においては3本の鉱條に分岐している。

坑内においては一般に放射能強度は低く最大60cpmであるが，本坑坑口附近にあつた含水鉛鉱石の分析結果が下記のように0.0115％のウランを含有していることは注目に値する。

6坑坑外水鉛鉱	0.0115 %
6坑坑外貯鉱	0.0027 %

5.8 小山メツポ露頭

松ケ崎の先端部すなわち俗称小山メツポには，花崗岩と粘板岩の接触部を始点として花崗岩の節理面に沿い，先端部山腹を鉢巻状に取り囲み，輝水鉛鉱の附着する鉱脈露頭がレンズ状をなし約4本並走している。その主要なものは延長30m，最大幅40cmで，その南端は途中断続しているが，本鉱山の最も主要な火薬庫附近の鉱床に連続している。

その走向，傾斜はそれぞれN25°E，50°Eである。その他の3本は延長2～5mで間隔3～5mをおいて主

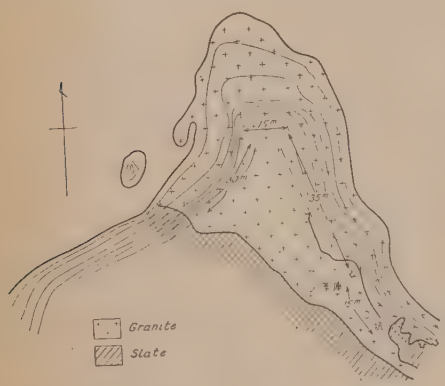
第9図　小山メツポ鉱床露頭分布図

要脈に平行する。放射能強度は最大 200cpm であるが，その詳細は第9図の通りである。

小山メツポ露頭A	0.0265 %
小山メツポ露頭B	0.0018 〃
小山メツポ露頭C	0.0083 〃
小山メツポ露頭C′	0.0088 〃
小山メツポ露頭	0.0093 〃

5.9 舟かくし露頭

海岸に露出する花崗岩の節理面に沿い，延長1.5mの水鉛の附着する露頭がある。その走向傾斜 N40° E，80° Wにして，その先端部はやゝ方向を変え，走向N 5° E，直立したやけ脈となつて，山の深みに向かつている。すなわち 60cmの間に3條のやけ脈があつて左端は5～15 cm，中間は5 cm，右端は 5～10cm あり，それぞれの放射能強度は 63～60 cpm の程度である。



第 10 図

6. 結　論

以上の結果を総合して考えると，当鉱山のウラン成分は Uraninite として灰重石を主とする鉱化作用に続く，輝水鉛鉱・黄銅鉱を比較的多量に伴なう後期の鉱化作用に密接に関係していることは事実であつて，松ケ崎鉱床における露頭 C は小山メツポの露頭とともに一連の関係があるものと考えられる。これらの鉱床におけるウラン含有濃度は，もちろん場所により一定していないが，蛍光分析によりあらかじめ Quenching 成分を分離した間接法で定量分析を行なつた結果，粗鉱品位最高 0.149 %（U）に達し，小山メツポ露頭 A は 0.027% を示した。また灰重石の鉱染帯中においても，輝水鉛鉱・黄銅鉱を僅少ながら伴ない，とくに花崗岩の節理面に沿つてそれらの鉱化作用がみられる部分において，放射能異常があることは重要なことである。さらに下盤の粘板岩と花崗岩の接触部附近を探鉱している6坑よりの輝水鉛鉱を，やゝ多量に伴なう鉱石が 0.012% のウランを含有している。

今回の調査は気候的に恵まれない冬期に実施されたために，波浪が荒く，海上からの充分な調査が不可能であつたことと，一方急峻な地形のために野外の調査が不完全であつたため，鉱区全域に及ぶ広範な鉱床の全貌を明らかにすることができなかつたので，さらに適当な機会をとらえ，調査を実施してその実態を明らかにするとともに，これに並行してウラン鉱の鉱物学的な検討およびその共生鉱物との晶出関係等をさらに詳しく研究する必要がある。

概して粗鉱中のウランの含有濃度はあまり高くないが，共存鉱物とくに W 鉱，Mo 鉱，Cu 鉱等の選鉱過程において U 鉱を同時に回収する選鉱方法を計画するとともに，今後の精密な地質調査の結果，ある程度の鉱量を確保することができよう。

（昭和32年12月調査）

文　献

1) 福井県：地下資源の全貌，第一輯；原口九万・辻岡加四郎：小浜湾内外海鉱山の地質鉱床調査，p. 188，1951～1953.

2) 福井県：地下資源の全貌，第一輯；平林万衛：宮川彦一郎：内外海鉱山周辺の地質鉱床調査 p. 232，1951～1953.

550.835:622.343/.344(521.85)

山口県桜郷—蔵目喜地区放射能強度異常概査報告

木野崎　吉郎*

On the Radioactive Anomalies in the Sakuragō and Zōmeki Districts, Yamaguchi Prefecture

by

Yoshirō Kinosaki

Abstract

The Sakuragō and Zōmeki districts are areas where a group of well-known high temperature replacement deposits is distributed. In these deposits, various minerals such as cupriferous pyrrhotite, galena and zincblende are accompanied with skarn minerals.

The writer examined the ore bodies and debris of the Sakuragō mine and other main deposits for the purpose of detecting the radioactive anomalies, but no remarkable anomalies were observed. Therefore the writer concluded that it may be unable to expect the presence of radioactive minerals in the ore deposits of these districts.

要　旨

本地区は，従来蔵目喜鉱山地区として多数のいわゆる接触交代鉱床の賦存地として著名である。おもな鉱床は，現在桜郷鉱山・川井山鉱山および野地鉱山に所属し，そのうち桜郷鉱山の着の谷（うやくのたに）鉱床のみが盛んに採掘され，2，3の鉱床が小規模に採掘されている。

本地区は山口県の中央北部に位置し，萩市の東方直距約 15km にあたつている。

地質は古生層（石炭～二畳紀）・下関亜層群・大嶺層および白亜紀の貫入と考えられる石英閃緑岩・花崗岩および更新期のカンラン石玄武岩および沖積層からなる。

鉱床はいずれも古生層中に胚胎し，スカルン鉱物を伴ない，いわゆる接触交代鉱床に属する。鉱床は型式上3つに大別される。

1)　珪岩等の岩脈の両盤に沿い発達し，板状（脈状）をなすが，ときとしては塊状肥大部を伴なう。鉱石鉱物は黄銅鉱・閃亜鉛鉱を主とし，方鉛鉱・磁硫鉄鉱を伴なう。本地区の鉱床の大部分は本型式に属する。

2)　石灰岩と粘板岩の境界面に沿つて発達する層状ないしレンズ状の鉱床で，黄銅鉱および磁硫鉄鉱を主要鉱石鉱物とする。桜郷鉱山の主要鉱床として現在稼行中の着の谷鉱床は本型式に属する。

3)　古生代粘板岩と花崗岩の接触部に胚胎する磁鉄鉱鉱床である。野地鉱床が本型式に属する。

放射能強度異常調査は，フィリップス社製ポケットバッテリー・モニターを使用し，本地区の13鉱床につき坑内外において測定して行なつた。調査の結果は自然計数の2倍（100 pcm）以上の異常を認めえなかつた。なお主要測定値は次の通りである。

自然計数	38～68pcm	方鉛鉱・閃亜鉛鉱・	
スカルン	34～59〃	磁硫鉄鉱鉱体	27 pcm
磁硫鉄鉱鉱体	33～47〃	石灰岩	27〃
珪岩岩脈	61～83〃	石英斑岩	40～92〃
粘板岩	89〃		

1.　緒　言

昭和32年9月上旬，実日数6日間，山口県阿武郡阿東町桜郷—蔵目喜地区の銅・鉛・亜鉛・磁硫鉄鉱鉱床について放射能強度異常の有無を調査したので，その結果を報告する。使用した計器はフィリップス社製ポケットバッテリーモニターである。

2.　位置および交通

調査地区は山口県阿武郡阿東町（旧生雲村）蔵目喜一帯で，従来高温交代鉱床として著名な鉱床群の賦存地区であり，現在宇部興産株式会社で稼行中の桜郷鉱山を始め，川井山鉱山・野地鉱山の稼行鉱山のほか，多数の旧

* 地質調査所調査員，広島大学理学部教授

坑がある。

交通は山口県三谷駅から吉野行バスで銅(あかがね)まで 18km 約 30 分で到達し，それより各主要鉱床には トラック 道があり，道路良好，至便である。当地区鉱区は，蔵目喜川から西側の主要部は宇部興産株式会社鉱区，東側の主要部は古河鉱業株式会社鉱区で，周辺に僅かに個人所有鉱区が点在する。

3. 地形および地質

名勝長門峡をつくる阿武川の支流の蔵目喜川に沿つた銅部落は，海抜約 200m の高地にあり，その周囲はさらに比高 50～100m の石灰岩台地および カンラン石玄武岩台地からなり，さらにこれら台地の外周は比高 200～300m の流紋岩山地に囲繞されている。

地質は過去の研究によると，古生層・中生代火成岩類およびカンラン石玄武岩からなつている。古生層は未変成の石炭～二畳紀に属すると察せられる石灰岩・粘板岩・砂岩およびチャートの累層であり，熱変質を受けて結晶質～ホルンフェルスになつている部分が多く，化石が少なく各岩相の層序は明確でない。熱変質作用は，北域の花崗質岩に接近するほど顕著である。中生代火成岩類のなかには，白堊紀下関亜層群に属すると考えられる安山岩類が北西部に分布し，またこれらを被覆または貫入して白堊紀末八幡層に対比，可能な流紋岩類が南部および東部に広く分布している。北部の花崗質岩類は，中生代末～第三紀始の迸入岩類と考えられる。蔵目喜川の左岸沿いには，新期のカンラン石玄武岩流が南北に細長い熔岩台地をつくつている。また古生層を貫ぬいて玢岩・斑岩類が，おゝむね北北西方向の顕著な平行岩脈として分布し，石灰岩との接触部にはほとんど例外なく大小の脈状硫化鉱床を随伴している。これらの岩脈類は，岩質から前記の白堊紀安山岩類・流紋岩類と類縁関係にあるものと推察される。

4. 鉱 床 概 論

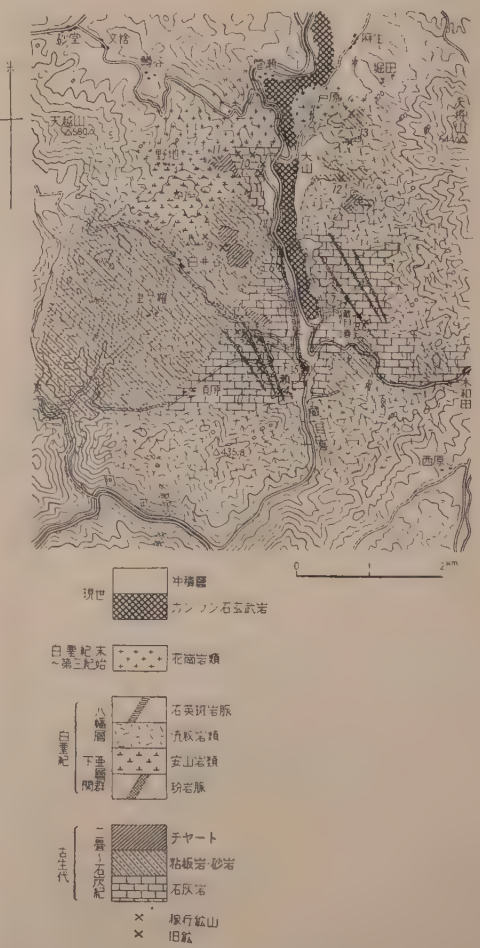
当地区鉱床については数多くの研究があるが，おのおのについての紹介は省略する。今回の調査から，筆者はこれらの鉱床は同一起源に由来する鉱床群と推察し，生成の場所と形態とにより次の 2 型に大別したい。

1) 岩脈の両盤際に沿う脈状高温交代鉱床ないし鉱脈
(川井山鉱床・大平鉱床ほか多数)

これは玢岩・斑岩脈と石灰岩との盤肌に沿い石灰岩中に胚胎する脈状鉱床で，スカルンを伴ない，鉱石としては黄銅鉱・閃亜鉛鉱を主とし，方鉛鉱・磁硫鉄鉱および二次銅鉱を随伴している。それぞれの鉱体において，鉱石鉱物の量比には多少の差異がある。過去には水準面以上の主として酸化帯が採掘されており，それ以下は未採掘の旧坑が多い。

2) 石灰岩・粘板岩中またはそれらの界面に胚胎する高温交代鉱床（桜郷鉱山着の谷本坑鉱床・野地鉱山等）

着の谷本坑鉱床では見掛上，下盤粘板岩と上盤石灰岩との界面に沿い，おゝむね石灰岩を交代し，ことに緩斜部に胚胎するスカルン中の含銅磁硫鉄鉱鉱床で，芋状富鉱体である。



第1図 桜郷－蔵目喜附近地質略図

また北部花崗岩の接触部近くでは，粘板岩中に磁硫鉄鉱鉱床として野地鉱山がある．また脈状鉱床中でも桜2号鉱体のように石灰岩中に巨大な塊状交代鉱床をつくつていることもある。当地区鉱床群の成因については，各岩脈類と直接関係づけようとする説もあるが，筆者は各鉱床のスカルンおよび鉱石鉱物を通覧して，各岩脈類はたゞ鉱床形式の場を与えたにすぎず，むしろ成因では古生層に熱変質作用を及ぼしている，北部ないし深所に迸入していると推察される花崗質岩類の，後火成作用によると考えるのがより妥当と思考する。しかしその積極的資料は今後の研究にまちたい。

5. 放射能強度異常調査結果

フィリップス社製ポケットバッテリー・モニターを使用して，6日間各坑内外を調査した。測定方法は，計器を対象物に密着させ，3分間カウント数を計つて cpm を算出した。各鉱床についての結果は，以下に列記するが，結果としては自然計数の2倍以上，すなわち 100 cpm 以上の異常部分は認めえなかつた。鉱石鉱物，スカルン・石灰岩は自然計数に等しいか，それ以下であり，粘板岩は僅かに高カウントを示した。玢岩脈・斑岩脈にはまれに自然計数より高く 70～80cpm に達するところがあつたが，念のため持参の試料を地質調査所広島駐在員事務所のシンチレーション・カウンターによつて再検したがそれほど異常を認めなかつた。

以下各鉱床について列記する。

桜郷鉱山着の谷本坑鉱床（稼行中）宇部興産桜郷鉱業所は銅から約1km，白井谷に通ずる道路上に位置する。塩谷松次郎所長以下従業員は約80名で，道路以北の粘板岩・石灰岩の界面に賦存する含銅磁硫鉄鉱を採掘中である。道路上の本坑口レベルより−86mの5番坑まで主運搬斜坑を掘さくし，現在3番坑を採掘中で，深部鏑先を坑内試錐で探鉱中である。

ヘデンベルグ輝石・ザクロ石・珪灰鉄鉱・緑簾石・珪灰石等からなるスカルン中の磁硫鉄鉱鉱床で，黄銅鉱・閃亜鉛鉱・磁鉄鉱を伴ない局部的には硫砒鉄鉱その他を随伴する。

坑外自然計数	平均	45 cpm
本坑口傍の露頭		40 cpm
0番坑（0 m）		下盤粘板岩 最高 50cpm

で比較的高い Zoisite，Calciteの 細脈があるがこれとは無関係である。

採掘跡磁硫鉄鉱鉱石	最高	40 cpm
スカルン	最高	34 〃
上盤石灰岩	最高	30 〃

いずれも自然計数より低い

1番坑（−23m）	坑内自然計数	46
	スカルン	41 最高
2番坑（−38m）	坑内自然計数	42
	スカルン	40 最高
	鉱石	33 〃
3番坑（−46m）	鉱石（磁硫鉄鉱）	47 最高
	スカルン	34 〃
	岩脈（玢岩）	83 〃
4番坑（−66m）	粘板岩	自然計数より低い
5番坑（−86m）	粘板岩(割れ目多し)	89 最高
	スカルン	59 〃

粘板岩は概して高いが特定の細脈または割れ目などとはさほど関係はない。

以上のように着の谷本坑では，下盤粘板岩と玢岩岩脈が比較的に高カウントであり，鉱石・スカルン・石灰岩は概して自然計数よりも低い。かくしてとくに高異常部は発見できなかつた。また鉱業事務所に陳列されていた鉱石標本も検討したが異常を認めなかつた。

桜 坑（旧坑） 桜1号坑・桜2号坑および桜新坑がある。桜1号坑坑口は着の谷本坑口の南対岸にある。石灰岩中に貫入した走向北西の玢岩脈の両盤に沿い，表鏑および裏鏑として膨縮した脈状高温交代鉱床であり，同一鉱床の南延長部分は大平坑から採掘されている。坑口レベル以上は採掘済である。また玢岩脈を切る石英斑岩脈があり，その北西延長部は桜新坑で探鉱されたものであり，桜1号鉱体の上方 30 m 以上の部分は桜2号坑から採掘完了されている。

桜1号坑

坑内自然計数	最高	68	cpm
スカルン	〃	27	〃
鉱石（黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱等）	〃	27	〃
石灰岩	〃	27	〃
石英斑岩（裏鏑）の盤肌	〃	92	〃

かなり方解石化，絹雲母化作用を受け，黄鉄鉱を伴なつている 45, 77, 80, 92 cpm 等かなり高い。

桜新坑

石灰岩	最高	27	cpm
石英斑岩脈盤肌	40～73 cpm	〃	73 〃

本岩脈に沿い多少スカルン鉱染がある。

桜2号坑

石灰岩中に接近して2個の巨大な塊状鉱体の採掘跡がある。ヘデンベルグ輝石・珪灰鉄鉱等のスカルン中に黄銅鉱の富鉱のある転石がみられる。石英斑岩脈もみられる石灰岩中に生成された高温交代鉱床とみられる。放射

能異常は認められなかつた。

紅葉新坑

桜坑の東側に並走する斑岩脈に沿う脈状型鉱床。坑内の一部に黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴なうスカルンがあるが，鉱化作用は劣勢である。放射能異常はなかつた。

大平坑（旧坑）　桜1号坑鉱体の南延長部にあたり，坑口レベル以上および富鉱部は掘り下げられ採掘済。閃亜鉛鉱・方鉛鉱に富む黄銅鉱鉱床でスカルンを伴なう。カウントは鉱石・スカルンともに 20～27 cpm で異常はない。

藪尻坑（旧坑）　藪尻1号坑・2号坑・新坑がある。1号坑は坑口に玢岩脈があり，西盤肌の石灰岩中に閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱を胚胎している。坑口のみ調査可能で異常はない。2号坑には北西走向の玢岩・斑岩脈が並走している。脈状鉱体でスカルンと黄銅鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱および酸化鉱がみられる。

坑外自然計数	平均　38 cpm
坑内自然計数	〃
鉱石・スカルン・石灰岩	自然計数にほゞ等しい
石英斑岩脈盤肌（肉眼的には変質著しくない）	最高　84 cpm
坑外鉱石	異常なし

旭坑（旧坑）　蔵目喜川下流右岸に4～5坑開口されているが，石灰岩中，走向北北西の斑岩・玢岩脈に沿う脈状交代鉱床を採掘したものである。放射能異常はない。

立岩坑（旧坑）　旭坑岩脈の北延長部にあたり，銅部落の数カ所から開口された多くの廃坑の一つである。製錬した鉱滓の山が残つている。いずれも坑内にはいれないが，立岩坑坑外廃石にはスカルン・黄銅鉱・酸化銅鉱および脈石英等がみられる。放射能異常はない。

川井山鉱山（稼行中）　蔵目喜川左岸側の古河鉱業鉱区には岩脈に沿う脈状鉱床の旧坑が多く，往時からの鉱滓の山が各所に散見される。当地区では鉱床を伴なう主要な平行玢岩脈は4條あつて，西側から四本松鏑，川井山鏑，大判鏑，金成鏑と呼ばれている。四本松鏑は最も古く採掘済である。川井山鏑も古くから開発され，南部から台仙坑・川井山大竪坑・新2坑・谷山坑・狐塚坑・夜打ケ迫坑・銅畑坑等からレベル以上の主要富鉱部は採掘済である。現在川井山鏑のほゞ中央部の未採掘部を，旧谷山坑附近から開口し，川井山鉱山と称して探鉱・採掘を進めている。

当鉱山は玢岩脈の両盤に沿う脈状高温交代鉱床で，スカルン中に斑銅鉱を主とする小鉱体で連続性に乏しい。このほか二次銅鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱を伴なつている。また金（0.3～0.5 g/t），銀（130～400 g/t）を含むといわれる。

自然計数（坑外）	50 cpm（平均）
坑内玢岩脈	61 〃（最高）
鉱体	53 〃（〃）
石灰岩	自然計数以下

著しい異常は認められなかつた。

台仙坑（旧坑）　川井山鏑の南端にあたり，往時大規模に稼行されたものらしい。類似の高温交代鉱床とみられるが，廃石によると閃亜鉛鉱・方鉛鉱に富んでいる。廃石については放射能異常はない。また附近に他の廃坑があるが，廃石については放射能異常は認められない。

川井山大竪坑・新2坑等の廃石について検したが異常は認めなかつた。

瑞穂坑（旧坑）　桜郷鉱山北方1 kmの山中に立坑および水平坑がある。粘板岩中の石灰岩レンズに胚胎した高温交代鉱床で，磁硫鉄鉱を主とし黄銅鉱をごく少量伴なつている。放射能50 cpm 以下で異常を認めなかつた。

大山坑（旧坑）　大山部落の蔵目喜川右岸沿いの石灰岩中に旧坑が多い。廃石には黄銅鉱・二次銅鉱がみられたが，放射能数は30 cpm 以下で異常は認めなかつた。

野地道路の入口に最近休山した坑道があつた。ザクロ石・珪灰石・緑簾石等の石灰岩スカルン中に斑銅鉱・閃亜鉛鉱・二次銅鉱が認められたが，30cpm 程度で異常は認めなかつた。

野地鉱山（稼行中）　野地道路の中途に野地鉱山がある。ザクロ石・磁鉄鉱に少量の黄銅鉱を伴なつている。石灰質粘板岩中の高温交代鉱床と推定される。鉱石部は27cpm 程度で異常は認めなかつた。

赤松地区　大山部落東方にある赤松部落附近に旧坑がある。流紋岩の下位に露出した古生層中を探鉱したものである。附近に磁鉄鉱・赤鉄鉱の転石もあつた。しかし放射能異常はなかつた。

行畑地区　赤松の北方に行畑旧坑等の廃坑がある。廃石も少なく，放射能異常も認めなかつた。

6. 結　論

桜郷—蔵目喜地区の主要鉱床13カ所について，坑内外の放射能強度異常調査を行なつた。鉱石鉱物・スカルンについては強度異常と称しうるものを発見できなかつた。桜郷鉱山の下盤粘板岩および石英斑岩脈盤肌の一部は多少高カウントを示したので，その試料について念のためシンチレーションカウンターで再検したが，それほど異常を認めえなかつた。したがつて今回の調査では当

地区鉱床には放射能強度異常はないと結論する。

（昭和32年9月調査）

文　献

1) 郷原幾造：山口県桜郷鉱山の磁硫鉄鉱鉱床，地質調査所月報，Vol. 6, No. 2, 1955

2) 岸本文男・塚本由三：山口県桜郷鉱山含銅磁硫鉄鉱鉱床および銅鉛亜鉛鉱床調査ならびに試錐調査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 12, 1956

3) 渋谷五郎：山口県阿武郡生雲鉱床群について，山口大学理学部会誌，Vol. 6, 1955

資　　料

551.761(479)

ソ連の北東部に発達するカーニアンの堆積物とその下部界面について*

I. I. Tuchkov

小 西 善 治 訳

カーニアン期の堆積物は，北東部アジアに広域にわたつて発達している。この階の海成堆積物の西部部分限界は，Verhoyansk 山脈．Nordvik Hatangsk ——東部 Taimuir, Chukoto 半島の西部および東部 Penzin 川の領域を含む——地域である。

当地域で，カーニアンの分布を最初に記載した地質家は，P. V. Wittenburg 註1）である。Tollem, Bunge が Dulgol 川（Verhoyan 市の上流 50km, Yan 川の左岸）で採取した古生物学的データを基にして．Wittenburg は Verhoyan 市の郊外には，上部三畳系の2階が発達しているという結論に達した。カーニアンは Halobia fallax Kittl, ノリアンは Pseudomonotis ochotica Keys で代表される。

ほとんど同時代に，Diener 註2）は Baykt 川で Tollem が採取した動物群中に，カーニアン産の化石を多数発見した。

1917年には，Kazanskii はオホーツク海沿岸——オホーツク—ヤムスク間——で，上部三畳系を確認した。Borisyak はこの地域で採取された化石によつて，ノリアンおよびカーニアンと決定した。

その後 Bayarunas, Kiparisova は Obruchev が古い協同研究者と一緒に採取された豊富な収集物で，カーニアンの Pelecypoda と菊石とを多数明らかにした。

極東地域の多数の地質家は，1933 年からソ連北東地域の広大な全地域にわたつて，組織的に，かつ計画的に調査を行ない，上部三畳系——そのなかにカーニアンを含む——が広域に分布していることを確認した。

カーニアンは，中部三畳系に整合に重なり，中部三畳系，ラディニアンからカーニアンへ，しばしば除々に移行する。

堆 積 物 の 特 性

模式的動物郡を豊産するカーニアンの層序が最も完全にみられる地域は，Yano-Kolymsk 地向斜帯内である。

Kolym 川上流，および隣接地域の Yan 川流域では，本堆積物は2層に分かたれる。

カーニアンの下部層は，ほとんど粘土質，および砂質・粘土質頁岩からなり，細粒砂岩のきわめて薄い層を有し，ときには傾斜不整合をなす粘土質，Polymict 状砂岩が挟在している。さらにその上部では，砂質物質の含有量が遂次増大し，局部的には，粘土質砂岩および砂質頁岩が卓越している　岩石は著しく黄鉄鉱化作用をこうむつている。黄鉄鉱は不規則形態の団塊を形成し，微細結晶を含んでいる　黄鉄鉱塊は分解して水酸化鉄に移行し，岩石中に点紋状に鉱染し，赤褐色に岩石を汚染していることがある。ときにはさまざまな大きさの球状または精

---

* И. И. Тучков: Отложения карнийского яруса северо-востока СССР и их нижняя граница, известия Акалемии Наук СССР, Серия Геологическая, No. 10, 1958

註1） Wittenburg, P. V. : Uber Trias-fossilien von Flusse Dulgolach. 1910~1911

註2） Diener, C.: Uber triasische Cephalopoden, Gastropoden und Brachiopoden von der Insel Kotelny. Mem. de l' Acad., d. Sc. de Russie, ser. 8, Vol. 21, No. 5, 1914

円状形態の固い結核に出会し，そのなかには保存の良好な動物群が含まれている　この種の結核体は，粘土質，珪質素材からなるが，炭酸塩質石灰を含み，ときには鉄質を示し，そのためにその内に包有されている動物遺骸は黄鉄鉱化作用をこうむつている。

下位層準から産出する化石は次のようである。

Clionites aff. spinosa Mojsisovics, Cl. aff. compressus Hyatt and Smith, Cl. cf. spiniger Popow, Sirenites senticosus Dittmar, S. aff. vestalinae Mojs., S. hayesi Smith, S. jakutensis Kiparisova, S. irregularis Kipar., S. bilibini Kipar., S. kalugini Kipar., Acanthinites cf. calypso Mojs., Mojsvaroceras cf. turneri Hyatt and Smith, Arcestes (Proarcestes) cf. gaytani Klipstein, Halobia superba Mojs., H. zitteli Lindstrom, H. obruchevi Kipar., H. cardillerana Smith, Lima subpunctata d'Orbigny, Pecten aff. subalterni costatus Bittner, Nucula strigillata Goldfus, Palaeoneilo lunaris Böhm.

カーニアン階の上部層準は，砂質・粘土質頁岩で代表され，白鉄鉱・黄鉄鉱が局部的に集積している。この層準からは，斧石類を豊産し，そのなかには，Rhynchonella aff. sumrimkiensis Krumbek, Pecten sibhiemalis Kipar., Oxytoma mojsisovicsi Teller, Halobia zitteli Lindst., H. kolymensis Kipar., Cardinia ovula Kittl, Myophoria solitaria Bittn. に出会する。この種の動物群は，きわめてまれに産出する Monotis scutiformis var. typica Kipar., M. daonellaeformis (Kipar.), Palaeoneilo lunaris Böhm. のような動物群を伴なう。

Kolym 川上流のカーニアンの最大総厚は，900～1,100～1,500m まであるが，ときには，背斜軸の翼部では，450～600m のものがみられる。

北西方，Indigirsk 川の上流では，南東部から多数の化石で特色づけられる上部三畳系――カーニアン階――帯が連続的に延びる。本層は砂岩・頁岩で代表され，Kolym 川上流にみられるように，中部三畳系を整合に覆つている。本層の上部層序には，僅か石灰質を示すアルコーズ砂岩および硬砂岩が出現しているので区別される。総層厚は 1,000～1,500 m であるが，2,000m を超えることはない。

頭足類は，この地域では下部層序に卓越的に分布する。こゝでは (Arcestes, Clionites, Sirenites, Anasirenites を豊産する。カーニアンの上部層準では，とくに多様な動物群を産する (Halobia, Myophoria, Leda, Nucula, Anadontophora, Cardinia, Pecten, M. scutiformis).

Kyuen 川および Suantar-Bryungadin 川に挟まれている地域では，カーニアン階は若干異なる容貌を示す。この地域内では，厚層を形成する細粒砂岩が卓越し，その内には多数の植物遺骸を含む細礫岩のレンズおよび延長のきかない薄層を挟む淡灰色粗粒，細粒砂岩が認められる。

Yano-Kolymsk 地向斜地帯の北東縁部，Chersk の南西，北西支脈，および Polous 山脈にみられるカーニアンは，層序の発達が不完全であつて，しばしば動物群の産出がきわめて少ないのが特色となつている。本層はその構成中に，石灰質岩石が増加し，暗灰色石灰岩の薄層およびレンズが挟在して他層と区別される。

Yan 川流域のカーニアンの下部層準は，主として暗緑色粘土質・砂質粘土質頁岩――黄鉄鉱化作用をこうむつている――からなつている。まれには，頁岩中に薄層を形成して挟在している少量の細粒砂岩に出会することがある。多量の珪質・粘土質結核および生物源の灯青石灰岩の薄層およびレンズは，ほとんど至る所で観察される。頁岩および結核中から採取された化石は次のようである。Sirenites hayesi Smith, S. aff. kohanyi Mois., S. aff. irregularis Kipar., Clionites (Dawsonites) canadensis Whiteaves, Pinacoceras cf. regiforme Diener, Arcestes (Proarcestes) cf. gaytani Klipst., A. (Proarcestes) verchojanicus Kipar., Daonella aff. frami Kittl, Halobia cordillerana Smith, H. austriaca Mojs., H. zitteli Lindst., H. superba Mojs., H. obruchevi Kipar., H. kolymensis Kipar., H. suessi Mois., Gryphaea cf. arcuataeformis Kipar., G. cf. keilhaui Böhm, Oxytoma, Pecten, Rhynchonella sp.

カーニアンの上部層準では，砂質物質の混在量が除々に増加し，中粒砂岩――一層まれに出会する粘土質・砂質粘土質，ときには石灰質頁岩の薄層と互層をなしている――層では石灰質岩石類が僅かとなる。砂岩中には砂質石灰岩の薄いレンズおよび薄層が挟在し，そのなかには石英の細礫・黒色頁岩・碧玉状岩石類が散在している。上部層準からは次の化石を産する。

Monotis zitteli Tell., M. scutiformis var. typica Kipar., Halobia zitteli Lindst., H. cf. suessi Mojs., Pecten cf. subhiemalis Kipar., P. suzukii Kobayashi, Oxytoma mojsisovicsi Tell., Cardinia cf. ovula Kittl, Spiriferina sp.

上述の化石の大部分 (Spiriferina, Oxytoma, Pseudomonotis, Pecten) は，1層下部層準から産する化石型 (Halobia, Cardinia) とともに，Kolym 地域にみられるように，カーニアンの上部層準にみられる。しかしこの種化石の大部分は，上部三畳系の上位階に多産する。カーニアンの総層厚は 600～1,800m である。

オホーツク海の北岸，オホーツク海地向斜地域の南部および南東地域の方向では，カーニアンは部分的にか，あるいは完全に消滅している。厚層の白亜紀の迸入岩によつて，海食から保護され，露出しているカーニアンの fragment――地域的にはきわめて狭い範囲にみられる――は，白鉄鉱および黄鉄鉱の結核を含む砂質・粘土質および粘土質頁岩で代表されるが，ときには層間礫岩・石灰岩層が挟在する砂岩に出会する。そのなかに含まれている普通にみられる二枚貝は，カーニアンの上部にのみ多産する。こゝでは，カーニアンの最大層厚は 600～700m であるが，個々の地域では 250～300m，ときには 100m に薄化する。このような層厚変化は，カーニアンの不完全な層序に対応し，裏づけられる。例えばオホーツク海沿岸の北部地域ではカーニアンは古生代晩期のさまざまな層準上に重なり，ときには全く欠失していることがある。ベルホヤン山脈の全西斜面に発達するカーニアンは中部ジュラ系と海成下部三畳系との間にみられる陸源性礫岩質・砂質堆積物で代表されるようである。

中部 Kolym 河流域地域，こゝではカーニアンは，厚層の粘土質・砂質堆積物で代表され，その内には，放射線状構造を示す結核状の黄鉄鉱・白鉄鉱が多量に集積している。本層は，暗灰色から黒色にわたる薄層状粘土質，および砂質・粘土質頁岩からなり，そのなかには，灰色・緑灰色偽層状 Siltstone および砂岩――石灰質岩石類がきわめて少ないのが特色となつている――が挟在している。さらに厚さ 10～20m の頁岩，Siltstone，砂岩の薄層の互層が観察される。1層粗粒の岩石変種，すなわち砂質粘土質岩石および砂質頁岩は軽度の絹雲母化作用をこうむり，主として上部に出会するが，頁岩質地層は下部にみられる。一般には，球状，楕円形状結核を含む。総層厚は，300～500m から 1,000～1,200m に及ぶ。

この地域では，北東シベリヤに特産の頭足類 (Halobia, Clionites, Sirenites, Trachyceras). を含有するカーニアンの下位粘土質・頁岩質層準が分布していることが広く知られている。

砂岩・粘土質頁岩薄層および凝灰層のレンズ――Monotis scutiformis var. typica Kipar., Oxytoma ときには Halobia を含有する――を挟む砂質頁岩からなる上位層準は，ザバイカルおよびウスリー州の対応層準と対比される。

Kolym の東部地域

カーニアンの下部層準には，本質的に頁岩状累層からなつている。すなわち（下部へ向かつて）砂質・粘土質頁岩の薄層からなり，その間に Siltstone と暗色石灰岩――ときには毬果状石理の fring をもつていることがある――を挟在している。層間粘土質岩石層の層厚は，数 cm から 10m であるが，風化作用によつて不規則に著しく食刻され，剝理が発達し，ときには小角片状砕屑物となつて散在していることがある。頁岩の色調は暗灰色・黒色であるが，緑泥石・炭質物質および水酸化鉄の含有量によつて，帯緑色または帯褐色を呈している。頁岩は著しく黄鉄鉱化作用をこうむり，黄鉄鉱は，微細な結晶または円形状結核をなして存在する。粘土質頁岩層の上部には，緻密な暗灰色の Siltstone の薄層が挟在しているが，その上部では，一層均一となる。

上方に向かうにしたがって，砂質物質の混在量が増大し，炭質・粘土質物質の蠕虫状 (Vermicular) 集積を伴なう暗褐色砂質頁岩累層――ほとんど連続的に続いている――に移行しているのが認められる。本層はやゝ石灰質成分に富むが，所によっては凝灰質源である。頁岩は，帯黒褐色細粒砂岩とほぼ規則的に互層をなしている。劈理面の発達する頁岩は，ほとんどみられない。多くの場合偏平な小破片に分解し，ときにはその末端部が錐状 (taper) の角柱破片になつていることがある。頁岩の劈理面および層面には，雲母状鉱物が集積しているのが認められ，全カーニアン岩石の特徴となつている。Balygychan 河および Sugoi 河流域の北方では，この種頁岩は，しばしば細粒硬砂岩と凝灰源砂岩と互層をなしている。さらに北方の Kolym 河の左岸では，粘土質，石灰質，粘土質頁岩，砂質粘土質頁岩層中では，粘土質石灰岩が卓越している。北東へ進めば，カーニアン頁岩中における暗灰色泥灰質石灰岩のレンズがきわめて少なくなつてくる。

きわめて特徴的なのは，珪質，粘土質組成の硬質球状または楕円形状結核が常に存在し，頭足類および斧足類をしばしば多量に含有する炭酸塩を伴なうことである。動物群は次のようである。

Sirenites aff. hayesi Smith, S. cf. striatofalcatus Hauer, Halobia austriaca Mojs., H. superba Mojs. var. timorensis Krumb., H. zitteli Lindst., H. cordillerana Smith, Palaeoneilo lunaris Böhm, Nucula strigillata Goldf., Lima (Plagiostoma) cf. spitzbergensis Lundgren である。

カーニアンの上位層準では，砂質頁岩は均質性および偽層性が少なくなり，しばしば砂質石灰岩のレンズと結核，石灰質砂岩薄層を伴なつてくる。この地層からは次の化石を多産する。

Spiriferina aff. pittensis Smith, Omolonella cf. omolonensis Mojs., Terebratula sp., Oxytoma cf. mojsisovicsi Tell., Gryphaea keilhaui Böhm, Cardinia ovula Kittl, Lima (Plagiostoma) ussurriensis Voronec, L. (Plagiostoma) cf. subpunctata d'Orb., Pleurophorus suifunensis Kipar., Anodontophora sp., Halobia sp., indet.

Halobia indigirensis Popov, H. cf. kolymensis Kipar., Luma (Plagiostoma) ussuriensis Vor. と Monotis scutiformis Tell. を産する上部の黒色粘土質頁岩薄層の累層は，ソ連・アジアのカーニアンの最上部地層に対応する

地向斜地帯の中央岩塊

Indigirsk-Kolym および Omolon-Korkodon 中央岩塊地域では，この堆積物はやゝ異なる性質を帯びている。Omolon-Korkodon 岩塊地域では，カーニアンはその上部のみで代表される。小露頭は Korkodon 川の下流，Nyani 川地域でみられる。層序の基盤は褐灰色・褐緑色の石灰質砂岩からなり，その内には Rhynchonella ex gr. superba Bittn., Spiriferina sp., Entolium cf. obergi Lundg., Pecten cf. deformis var. polaris Wittenburg, Lima (Plagiostoma) cf. spitzbergensis Lundg., Halobia sp., を含有する Silt 質頁岩が挟在している。

上部は Polymict 砂岩・緑灰色石灰質砕屑物の互層からなつている。層厚 0.1～0.2m のこの種薄層は，軽度の珪化作用を受け，微細な節理の発達する砂質粘土質岩石・粘板岩からなり，濃青が浸み込んでいる。この層準やその上部では，しばしば淡灰色細粒石灰質 Siltstone 層および軽度に分解せる砂質頁岩層が挟在している。砂岩中では層間礫岩がみられるが，粘土質頁岩中では黄鉄鉱の小集積，未決定の植物遺骸および輝炭層に出会する。その上部からは多様な動物群を産する。代表的な動物群は Monotis scutiformis var. kolymica Kipar., Oxytoma zitteli Tell., O. mojsisovicsi Tell., O. czekanowskii Tell., Halobia obruchewi Kipar., H. cf. fallax Mojs., Pecten cf. laevigatus Schlotheim, Gryphaea arcuataeformis Kipar., Zeilleria kolymensis Moisseev である。

層厚は数 10m から 60～70m であつて，100m を超えることはない。本層（カーニアン階）は二畳系に直接している。

Indigirsk-Kolym 地塊では，三畳系は僅かの地域が侵食からまぬがれている。したがつて，この地域では，下部・中部三畳系は完全に欠失している。Zyryan 川の上流地域では，ラディニアン階はさまざまな古生代累層に不整合に重なつている。多くの場合三畳系の層序は層位学的にみて完全なカーニアン階で始まつているといえよう。しかしときにはカーニアンを欠失し，そのために古生代系はノリアン階に直接していることもある。この地域では Omolon-Korkodon 岩塊地域のように，上部三畳系の模式的層序（完全な）を期待することが難しい。ほとんど完全なカーニアン階層序を記している Nikolaev の新データによると，層厚 20～50m の凝灰源礫岩を挟む凝灰岩・凝灰質砂岩およびパン状礫岩を含む層間石灰質頁岩薄層を伴なう石灰質凝灰岩・石灰岩以外は，カーニアンの下部層準に入れるべきである。後者からは Sirenites ex gr. striatofalcatus Hauer, Discophyllites ex gr. ebneri Mojs., Cosmonautilus sp., Scurria ex gr. depressa Koken, Halobia zitteli Lindst., H. suessi Mojs. を含む。この種化石以外に，一層上位地層から産出するものは Monotis sp. nov., Oxytoma aff. mojsisovicsi Tell., Gardinia cf. ovula Kittl, Rhynchonella sp., であつて，多数集積して殻灰層を形成していることがある。

Halobia zitteli Lindst., Monotis scutiformis var. typica Kipar., M. daonellaeformis Kipar. を含む上位の暗灰色石灰質，粘土質頁岩および粘土質石灰岩は，カーニアンの上位の層準に対応している。ここでは，カーニアンの総層厚は 200～350m である。

Nobosibirsk 群島の Kotely 島に発達するカーニアン階の下位層準は，暗色石灰質・粘土質頁岩からなり，多数の結核・黄鉄鉱作用を著しくこうむつている濃青色泥灰質石灰岩を伴ない，そのなかには Daonella frami Kittl, Halobia zitteli Lindst., Rhynchonella wollossowitschi Dien. Nathorstites cf. lenticularis Whit., Placites cf. oldhami Mojs., Arcestes (Proarcestes) cf. gaytani Klipst., Clionites sp. を産する。この地域ではさらに上位の層準については明らかにされていない。

動 物 群 の 解 析

ソ連北東部のカーニアン階を詳しく調査し，その結果を東部アルプス，とくに北米，インドネシアおよびその他の国々の堆積物と対比すると，この種の生成物の層位学的位置について，まず第一にカーニアン階の下部限界の問題について，ある種の疑問が起きる。あるソ連および外国の地質学者の間では，北極海盆地域の Nathorstites 層は，カーニアン階の最下部，Dawsonites 帯に入れるべきであるという考え方が存在する。Dawsonites 帯は充分な根拠なくして東部アルプスの Trachycerasanoides 帯と対比されている，したがつて上部・中部三畳系の各境界自体が下つている。

しかし層位学的および古生物学的データが示しているように，Nathorstites 層は中部三畳系上部階，ラディニアンに入れるべきである。

Nathorstites 層の生成年代の再検討を最初に企てた地質学者は Popov である。Popov は下部をラディニアンに，上部をカーニアンに入れている。はるかにおくれて，同一立場に立つて三畳系の分類を行なつている地質学者は McLearn[註3] と Spath[註4] である。

Nathorstites 層の生成年代について，さらに詳しく検討しよう。Smith[註5] は British Columbia，アラスカ北極海の三畳系中で出会う Nathorstites はすべて Dawsonites 帯に属する。しかしこの帯の層序的位置については明らかでないが，條件的にカーニアンの下部層とみなすことができる。この場合，Whiteaves がこの帯に入れているあらゆる化石種が，1 層準から産

註3) McLearn F. H.: The triassic Nathorstites fauna in northeastern British Columbia. Geol. Surv. Canada. Pap. 47-24, 1947

註4) Spath L. F.: Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum, p. 5. London, 1951

註5) Smith J. P.: Upper Triassic marine invertebrate faunas of North America. U. S. Geol. Surv. Prof. pap. 141, 1927

出したものであるかが知られていない。そこで Whiteaves の文献[註6]をみてみると，その記載には北アメリカの中部 三畳系 上部階の標準化石型 Daonelladubia Gabb が Lierd 川産の Nathorstites とともに発見されたことが報告されている。さらにおくれて発表された McLearn[註7]の報告では，Nathorstites と共産してカーニアンの化石が1つとして発見されないことを述べている。反対に British Columbia の Lierd 川に発達する Lierd 層群の Nathorstites 層中に ラディニアンの Daonella を産する記載がある。この累層は Toad 層群に中断せずに直接かさなり，その上部には Beyrichites-Gymnotoceras（アニシアン）を含んでいることを考慮に入れるべきである。したがつて McLearn が最近の論文中で Nathorstites 層（Lierd層群）をラディニアン・カーニアン——対比様式によれば全 Lierd 層群をラディニアンに入れられる——に含めているのはなんら驚くべきことではない。

Stolley[註8]は Shchpitsbergen 島の Nathorstites 層を2層準，すなわち Nathorstites tenuis と Nathorstites gibbosus を含む下部層と Nathorstites lindstromi を含む上部層とに分けている。その後この種の Nathorstites 層の分類は Frebold が支持している。しかし Frebold[註9]は Shchpitsbergen の他の地域産の動物群について詳細な記載を行ない，Orvin が Nathorstites Lenticularis を Ptychites（アニシアンの菊石）層で発見したことを指摘している。本層の層厚は 3m である。Frebold はラディニアンの存在自体を否定し，上部をカーニアン，下部をアニシアンとみなされるような模式的な地層を発見していない。したがつてこの場合には，Nathorstites 層をラディニアンに入れるのが，ラディニアンが Shchpitsbergen 島で見掛上欠失しているために起る不便と諸制約とを除くために一層合理的であるようである。

Bear 島では Urds Berg 頁岩層準の Nathorstites 層下部では，Dawsonites canadensis (Whit.). Nathorstites lenticularis (Whit.) N. tenuis Stolley が発見され，Dawsonites 帯の存在が確認されている。Nathorstites lindstromi Böhm, N. mojsvari Böhm, を含む上部層準（Myophoria Sandstein）も確認されている。しかし本層準には，少量であるが，Dawsonites canadensis, Nathorstites lenticularis (Whit.) を産出する。きわめて興味があることは，Bear 島に発達する Nathorstites 層の生成年代（カーニアン前期）が Lierd 層群の生成年代と類似していることが確認されていることである。しかし Nathorstites 層のカーニアン前期生成説に対する疑問は除かれていない。北東部アジアに目を転ずるならば，この地域では，アニシアン堆積物はラディニアンの特異な菊石類と Daonella とを含む頁岩質 Siltstone 層を被覆している。ラディニアンは主として Sirenites, S. senticosus Dittm. 多数の Halobia を含むカーニアンの頁岩質堆積物に交わつている。地層層序における Nathorstites 層は，普通層間層としてラディニアン・カーニアン層として分類されている（しかし古生物学的には同一程度に裏付けられていない）。全 Nathorstites はカーニアン階の最下部に普通入れられている状態であるから，大多数の Kolym 地質学者は Dawsonites 帯に対応する Nathorstites 層の独立性に関して，誤まつた考え方を抱いている。

さらにオホーツク・コリム地域では，Nathorstites とともに，それに近縁のラディニアンの菊石新種，Indigirites, Paraindigirites, ——Popov の記載によると——にしばしば出会することが確認されている。本層には Parapopanoceras に近縁の菊石をしばしば産するが，複雑な縫合線をもつているので，Voinov は Amphipopanoceras の新種に入れている。Popovはすべての菊石類がアニシアン産の Parapopanoceras 種から発生したことを指摘している。この種菊石類は北極海域および北米にのみ生棲し，ウスリー州にも，日本にも，またアルプス，

註6）Whiteaves J. F. : The fossils of the Triassic Rocks of Britisch Columbia. Geol. and Natur. History Surv. Canada. Contr. Canad. Palaeont., v. 1, 1889

註7）McLearn F. H. : Correlation of the triassic formation of Canada. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, No. 10, 1953

註8）Stolley E. : Zur Kenntnis d. arktischen Triass. Neue Jahrb. f. Min. etc. Bd. I. Stuttgart, 1911

註9）Frebold H. : Untersuchungen uber die Fauna, die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias Spitzbergens. Skrift om Svall, No. 26. Oslo, 1929

ヒマラヤ地向斜地帯でも知られていない。この種は進化しラディニアン時代に新要素種 Amphipopanoceras –Paraindigirites –Indigirites–Nathorstites が発生し，その分布範囲と限界とは Parapopanoceras のそれと一致している。堆積物中では，この種の菊石類とともに，ラディニアンの Daonella および Halobia の新種 Halobia—vixaurita Kittl と近縁であつてアルプスのラディニアン階の特性種である——を産する。累層の最上部は Spiriferina——ニュージィランドのラディニアンから産する Spiriferina kaihikuana Trechman に近縁種——を含む砂岩，Siltstone 層からなつている。

とりあげられたこれらの問題は，きわめて本質的な細部に留意していない。ある種の Nathorstites は北東部アジアのラディニアン産の新菊石種に（多くの指標について）きわめて近いから，個々の Nathorstites の同定と，それの根拠となる年代決定の誤差とをまつたく保証できない。このことを明らかにするために，Popov の著作から 2，3 の例を引用しよう。例えば内湾曲部が著しく張れていることと，縫合線の一般特性とからみれば，Indigirites Krugi Popov のようなラディニアン種は Nathorstites lenticularis Whit.——本質的な区別がない場合には——に近縁である。

Popov の記載している殻型および飾り型によれば，Indigirites tzaregradskii Popov は，Nathorstites moisvari var. applanata Böhm を想起さす。一般的習性および殻の大きさによれば，Paraindigirites vaskowskii は湾曲部断面が一層薄いことと，内湾曲部の丸味が比較的劣ることで区別される Nathorstites mcconelli (Whit.) および N. lenticularis (Whit.) を想起さす。

縫合線にみられる非本質的な変化と湾曲部の厚みだけでは，Popov によれば近縁種であつても，スピッツベルゲン産の Nathorstites tenuis Stolley とインディギィル産 Paraindigirites planus Popov と同定できない。N. tenuis は P. planus に入れるべきであろう。この種例は増大するであろう。

上述の Nathorstites によれば，British Columbia，アラスカ，スピッツベルゲン島孤のいわゆる Dawsonites 帯に入れられる北方地域の三畳紀 Nathorstites 層の生成年代の問題を再検討することが必要である。このことは Kotlyn 島で模式的カーニアン層とともに，Nathorstites cf. lenticularis (Whit.) が発見されていることと矛盾するようである。しかし Nathorstites は Rechetrik 川の右岸から産出するが，他の形態はすべて Balykta 川の各地域にみられる。したがつてこの場合には Nathorstites の成長に関する明白な指標が求められない。この事実は Nathorstites 層をラディニアン階に入れるのが正しいことをさらに裏づけている。さらにまた上述の古生物学的・層位学的データは Nathorstites 層がカーニアン前期の独立帯に区分されないことを物語つている

総括すると次の結論に到達する。すなわちきわめて局地的に分布している化石種を含むラディニアンは Nathorstites Paraindigirites, Daonella および特異な Spiriferina を含む地層で終つている。この事実から Nathorstites，とくに Dawsonites の分布は，ラディニアン階にのみ限られているという結論がでてこない。Nathorstites は，カーニアン中に出会（Dawsonites は明確に上部でみられる）する。

ラディニアン統に直接（連続的）するカーニアン統の下部境界面は，模式的カーニアン化石種，Halobia, Clionites，とくに Sirenites (S. senticosus 群中の) が多数出現する地層の基盤におく必要がある。三畳紀の中期・後期の境の時代には造構造運動が活発化し，カーニアンおよびノリアン時代に広域にわたり，激烈な海進が起つた。この海進期には，北極海水と太平洋海の海水とは自由に連絡し，さまざまな地域の動物群の混棲が起つた。局地種の Indigirites, Paraindigirites, Nathorstites および Dawsonites は消滅し，地中海種およびヒマラヤ種の Proarcestes, Protrachyceras, Discophyllites, Clionites, Sirenites, Anasirenites, Pinacoceras, Placites, Sagenites, Acanthinites は広域に移動分布している。

このようにして三畳紀中期の終りに発生した造構造様式の変化は，カーニアン階の広域海進とそれと関連して動物群の革新が起こったので，ラディニアンの上部限界とカーニアンの下部限界との問題を正しく解決することが確信できる。北東部アジアに発達するカーニアンは2動物群層準に分けられる。

下部層準は大きな厚さ（500～1,300m）をもち，そのなかには多様な動物群――海百合類から頭足類にわたる――を含む。海百合類中には，北米のカーニアン階に産出する Isocrinus californicus Clark に近い Isocrinus が含まれている。

頭足類中の Rhynchonella wollossowitschi Dien と，Rh. ex gr. teobaldiana Stell. が属している。前者はヒマラヤのカーニアン階下部帯の Rhynchonella trinodosa Bittn. の最近縁種である。後者の近縁種は Timor のラディニアンから産出することが知られている。

斧足類中には次の種が分布している。

Palaeoneilo, Nucula, Trigonodus. Cardinia, Anodontophora, Myophoria, Myophoriopsis, Gonodon, Daonella, Halobia, 一層出現頻度は劣るが Pecten, Gryphaea. である。年代決定に卓越して意味をもつ化石種は次のようである。日本，南支那およびとくにアルプスのカーニアン階下部帯で出会する Nucula strigillata Goldf., アルプスのカーニック下部帯で知られている Trigonodus serianus Parona, またアルプスの カーニック下部帯の示準動物群の Anodontophora lettica Quenstedt, Myophoria laevigata Ziet, アルプスおよびヒマラヤに分布する下部 カーニアン中で普通にみられる Myophoriopsis (Pseudocorbula) gregaria Phillips, Gonodon mellingi (Hauer), 地中海，南支那，日本および北米カーニックに固有の動物群の Daonella frami Kittl, Halobia austriaca Mojs., H. amoena Mojs., H. charlyana Mojs., H. cassiana (Mojs.), H. lommeli Wissman, H. suessi Mojs., H. zitteli Lindst., H. superba Mojs., H. brooksi Smith, H. gigantea Smith および Halobia その他の種である。後者はカーニアン階下部帯ばかりでなく，上部層中でも産出する。多様性がはるかに劣る頭足類は，2種の地方型を代表する Worthenia と Fedaiella である。

アメリカ，ヒマラヤ，地中海地区の動物群要素の著しい影響は，カーニアックに示準的な Discophyllites cf. ebneri Mojs.,――チモールおよびヒマラヤのカーニアン階下部層中で知られている――の実在に反映している。Trachyceras (Protrachyceras) lecontei Hyatt. Smith は，カーニックのさまざまな層準で出会するが，Trachyceras aonoides 帯から産出する Trachyceras attila Mojs. に著しく相似している。北東アジアの Clionites (Dawsonites) canadensis Whit. および他種 Clionites は，主として下部カーニックに含まれている。

下部層準の菊石類中できわめて広域に分布している Sirenites 種には12種がある。Sirenites hayesi Smith, S. irregularis Kipar., S. senticosus Dittm., S. obrucevi Bojaranus, S. aff. vestalinae Mojs. およびその他の Sirenites (Sirenites senticosus Dittm., 群に属する) Sirenites striatofalcatus Hauer, S. vestalinae Mojs.

Sirenitesの代表種は主としてカーニック中に分布している。ソ連の北東部地域のカーニアン階に発達している生物種は，カーニック下部帯，東部アルプスの Trachyceras aonoides 帯に特徴的である。

Pinacoceras regiforme Dien は，カーニアン階のアルプス型 P. rex Mojs. と最も相似性を示し，ヒマラヤおよび東部アルプスのカーニック下帯中で出会する。Monophyllites simoni (Hauer) も東部アルプスおよびヒマラヤ下部カーニアン下部に特有である。珍しい型の Placites は，上部ラディニアンから産する P. oldhami Mojs. と近縁性を示す種で代表される。

オホーツク・コリム縁辺地域の下部カーニアンの上述菊石類以外には，上部カーニアンに一層特有の Mojsvaroceras, Acanthinites, Anasirenites に，ときには出会することがある。

このように下部層準産の動物群の概観が示すように，卓越的な動物群型，とくに菊石類は，アルプス型三畳系の Trachyceras aonoides 帯に確かに対応する地層がカーニアン後期である

ことを物語つている。

上部カーニアンは比較的薄く (200～700m), 下部層に比較して層厚が薄いこと, 動物群の多様性であること, 地域種が広域分布していること, 頭足類の産出がきわめて少ないことが特徴である。斧石類の比重は, この層準では他の動物群に対して著しく増大する。頭足類は第2位を占め, 残余の動物群がこれに続いている。

海百合類は北米のカーニアンから産出する Is. californicus Clark と著しく相似性を示す Isocrinus 型で代表される。上部層準の頭足類中で, Rhynchonellidae Gray 科には次のものが属している。Omolonella omolonensis Moiss. (地方型), チモール, アルプスの三畳系の上部カーニアン中で主として出会する Rhynchonella cf. superba Bittn., チモールの下部カーニアンから産出することが知られている動物群型に近縁の Rhynchonella aff. sumrimkinensis Krumb. である。

多様性が著しく劣るものは, Spiriferinidae Davidson と Terebratellidae King 科である。前者は広域に分布する種 Spiriferina aff. pittensis Smith であつて, アラスカ, カリフオルニアの上部カーニアンおよび下部ノリアンに特徴的であるが, 沿海州の上部カーニアンでも出会する。第2の科は Zeilleria kolymensis Moiss. に属し, 沿海州の上部カーニアンから産出することが知られている。

下部層準と同種に主として属している上部層準の斧足類中では, 新種 Pleuromya, Oxytoma, Pseudomonotis, Posidonia, Gryphaea, Pleurophorus が代表種である。

上部層準に広域に発達するものは Cardinia ovula Kittl と C. indigirensis Kittl. である。きわめてまれに産出するものは, アルプスのカーニアン上部帯の堆積物に固有な Maophoria solitaria Bittn. である。Tropites subbullatus California 帯から知られている Pleuromya humboldti Gabb. は僅か分布している。

上部層準の Aviculidae 中の Oxytoma 層には4種, Oxytoma mojsisovicsi Tell., O. czekanowskii Tell., Ox. omolonense Kipar., Ox. zitteli Tell. が属する。この属には極東地区および日本 (Halobia—Tosapecten 層) の上部カーニアン中で出会する。

Monotis 層には, 上部層準でまれに出会する3種がある。Monotis scutiformis var. typica Kipar., M. donnellaeformis Kipar., M. (Anaucella) ussuriensis Vor. である。この種はアジア北東部地域のみでなく, ソ連極東地区に特有の種である。

Tropites subbulatus Carifornia 帯に固有の Posidonia stella Gabb. にはしばしば出会する。Halobiidae Kittl 科はカーニアンの下部層準中でみられるものと, 主として同種の Halobia で代表される。上部層準で卓越的な種は, Halobia celtica Mojs., H. colymensis Kipar., H. fallax Mojs., H. superbescens Kittl, H. cordillerana Smith である。この種のなかで圧倒的多数は, 北米および地中海の Tropites subbulatus 帯上部カーニアン中で出会する。

Pectinidae 科は数種で代表され, そのなかで最も優勢なものは Pecten (Eupecten) subhiemalis Kipar., P. (Eupecten) suzukii Kob. と Pecten (Entolium) kolymensis Kipar である。この種 Pecten は北東アジアの上部カーニアンおよびレーチックの動物群系統に特徴的である。そのほかこの種 Pecten は, 極東の上部カーニアンおよび日本の Halobia—Tosapecten から産することが知られている。

粘板岩は上部カーニアンおよび下部ノリアン中で出会し, そこには化石礁が形成されている。この種カーニアンからは多様な動物群を産し, その内には Gryphaea arcuataeformis Kipar., Gr. sculd Böhm, Gr. keilhaui Böhm, Gr. sibirica Vial の5種を含んでいる。Kiparisov が記載している地方種を除けば, 他の生物種はベアー島, スピッツベルゲン, エレスメア島のカーニアンに特殊の種である。

上部層準では Pleurophorus sibiricus Kipar., Pl. sujfunensis Kipar の2種で代表される Pleurophorus 属が広く分布している。この種動物群は, 極東の上部カーニアン中でも出会す

る。

頭足類は種についても，また個体についても量的に少ない。被分類動物群系列では特徴的な頭足類は少なく，ほとんど出会しない。他種動物群は Sagenites とある種の Nautiloidea とでしばしば代表される。前者の代表的なものには Sagenites reticulata Mojs. 群が属する。この化石種は，チモール，ヒマラヤの Tropites subbulatus 帯の上部カーニアンから産出し，アルプス地区の下部ノリアンでも知られている。菊石類の他の種には，Tropites subbulatus Carifornia 帯に固有の Mojsvaroceras cf. turneri Hyatt, Smith の示準化石および Anasirenites の示準化石が発見されている。

このように，上述の動物群に基づくとともに，また新種，新属の動物群系統における出現状態——下部ノリアン中で発見され，そこで優勢な地位を占めている——によれば，問題の層準の堆積物の生成年代は，カーニアン後期と決定される。後者の下部境界面は S. senticosus Dittm グループの Sirenites 属の菊石類が完全に消滅していることで確認される。上部境界面は模式的なカーニアン階の Halobia の消滅によつて決められる。多くの場合 Halobia は Monotis scutiformis var. typica Kipar からなる殻灰層の下部面にみられる。

しかしソ連北東地域のカーニアン層序のこの種層準に関しては，古生物学的データによる裏付けが若干不足していることを指摘しておくことが必要である。この層準の下部層および上部層——生成年代について議論の余地のない——を対比するとともに，一方では生長動物群型が時間的に遂次交代，変遷する状態によれば，上部層準の独立性とその生成年代がカーニアン後期にあたることには，疑問が起らない。しかしこの層準が東部アルプスに発達する三畳系 Hollstatt 層の Tropites subbulatus 帯に対応するものであるかは，現在のところ明らかでない。これは極東地域では，最終帰結を下すのには，古生物的データがやゝ少ないからである。しかし量的にみれば，東部アルプスのカーニアンの上述帯に近似しているにすぎない状態にある。

以上述べたことから次の点が明らかである。北東部アジアに発達するカーニアンにはアルプス地区およびヒマラヤ地区の動物群要素の影響が著しく感じられる。ある種のカーニアン階斧足類——そのなかで最も標式的な Halobia, Clionites, Sirenites, Anasirenites, Trachyceras, Analcites, Placites, Arcestes, Pinacoceras——が広域に分布しているのをみれば，動物群が広域に連絡し，相互に移動したことが考えられる。

この種動物群と他の国々および地域におけるカーニアン階動物群（第5表省略）を対比すれば，動物群の移動通路およびその生棲盆地と他の地向斜地域との可能な連絡経路を明らかにする手助けとなる。

頭足類を詳しく対比すれば，一方では，極地域および亜極地域にその足跡を残しているカーニアン海とカーニアン盆地の連絡，他方では地中海地向斜海盆地区との連絡を明らかに確認される。

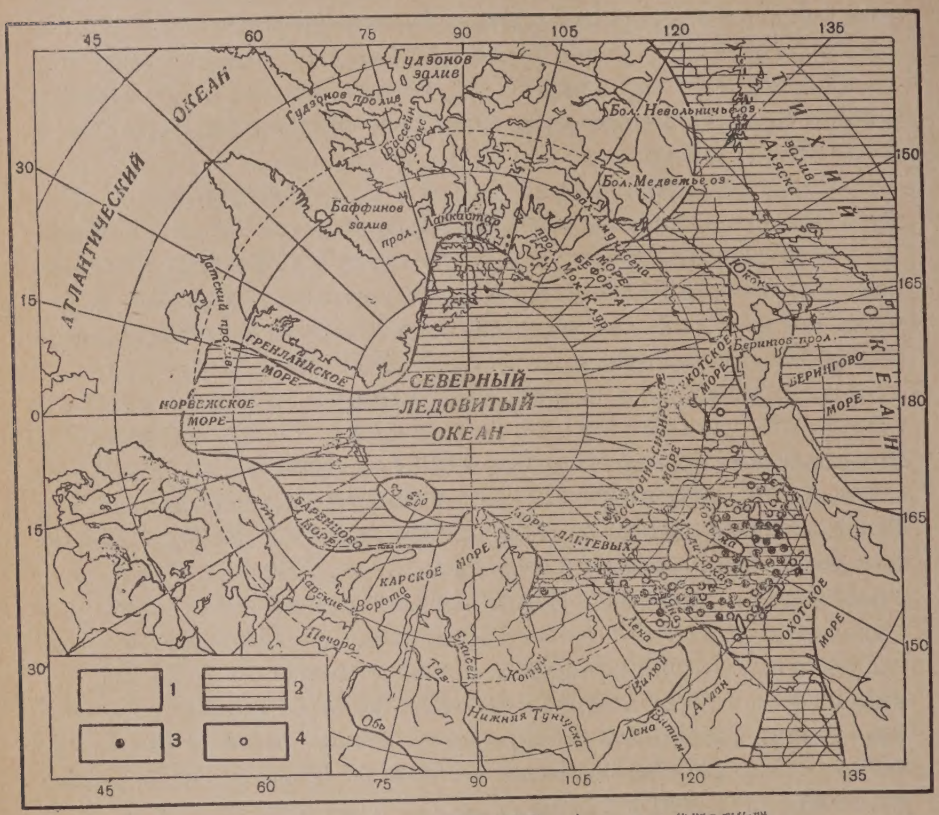
この連絡路は，ソ連で出会する生物群で広く代表されるヨーロッパの地中海地向斜海盆（テチス海）の西部と，北米の西岸に沿い，さらに中央アメリカおよび大西洋を経て実現したようである。

Halobia, Trachyceras, Clionites, Sirenites 属の代表種およびアルプス型三畳系の他種生物群がカーニアンから豊産されること。この種動物群とアルプス型動物群と測り知られない大きな連絡をもつていること，ヒマラヤ地区ではこの種生物群の発達が貧弱なことに留意すれば，上述の結論の確かなことは，まつたく明らかであろう。

極海盆地から地中海地区への通路は，ヨーロッパ大陸，シベリヤの大部分および北米の多くの地域——大西洋に面する——に及び大規模な乾陸で覆われていた。テチス海の東部との連絡は難しく，日本を経て，南はインド，オーストラリヤ群島，そこからヒマラヤ，パミルへと連絡していたことが確かに考えられる。

北方地域から始まつたカーニアン海進は，ウスリー地域に達し，次いでカーニアン海はカー

ニアン階の晩期になつてザバイカル地域に侵入し，Halobia, Monotis scutiformis var. typica Kipar を産出する堆積物が主として生成された。



1. 乾陸　2. 海域　3. カーニアン前期の動物群　4. カーニアン後期の動物群

カ ー ニ ア ン 海 の 分 布

地質調査所月報 第10巻第10号 目次

報　文

中央アルプスの領家帯にみられる変輝緑岩
栃木県鬼怒川右岸工業用水源地域調査報告
　—関東東部地域調査報告　第1報—
滋賀県湖東および湖南地域工業用水源調査報告
　—淀川水系地域調査　第5報—
岩手県雲上地区含チタン鉄鉱鉱床調査報告
岐阜県平岩地区ほたる石鉱床調査報告
佐世保炭田松浦地区日宇北方地域調査報告
北海道奈井江試錐コーアの重鉱物組成

概　報

佐賀県玉島川水系松坂ダム調査報告
千葉県野田市瀬戸における坑井内測度測定調査報告
京都府船井郡殿田附近の赤白珪石鉱床調査報告
千葉県銚子および飯岡海域海底砂鉄調査

資　料

褶曲期と地殻—モハロビイツチ層以上の地殻の外帯—の
　厚さとの相関関係について

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1條西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地 (仙台通産局内) 電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町 (名古屋通産局内) 電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話大阪 (94) 3969番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地 (広島通産局内) 電話　中（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16 (竹内ビル内) 電話 高松（2）3052番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2の19番地 (通産省福岡合同庁舎内) 電話（2）6743番

昭和34年9月25日　印　刷
昭和34年9月30日　発　行

著者権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　田中春美
東京都台東区東黒門町3番地
印刷所　合資会社　田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

U. D. C. 55(05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 SEPTEMBER 1959 No. 9

CONTENTS

E. Owa : Report on the Geological and Radiometric Survey of the Gō River Basin ..... 1(737)

H. Matsubara : Report on the Geology and Radioactive Anomaly in the Multiple Purpose Development Area of the Gō River Basin ..... 5(741)

K. Watanabe : Report on the Land Conservancy and River Improvements from the Applied Geological Points of View for the Multiple Purpose Development Area of Gō River Basin, Extending over Two Prefectures, Hiroshima and Shimane .....13(749)

N. Obara : Geological Researches of Several Dam Sites along the Tributaries of the River Gō, Shimane and Hiroshima Prefectures .....35(771)

T. Andō : Ground Water and Hot Springs in the Sambei Volcanic Area, Shimane Prefecture .....49(785)

K. Hayase : Radioactivities of Granitic Feldspar and Biotite of Misasa and Kurayoshi Districts, Tottori Prefecture .....65(801)

S. Tokunaga & M. Kōno : Reconnaissance Investigation for Radioactivity in the Neogene Sedimentary Rocks of the Shinji and Tamatsukuri Areas, Shimane Prefecture .....73(809)

Y. Ukai : On the Radioactive Anomaly in the Scheelite-molybdenite-chalcopyrite Deposits of the Uchitomi Mine, Fukui Prefecture .....81(817)

Y. Kinosaki : On the Radioactive Anomalies in the Sakuragō and Zōmeki Districts, Yamaguchi Prefecture .....87(823)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J
Vol. 10, No. 9, 195